

УДК 552.14+551.734(470.5)

ОСОБЕННОСТИ КАТАГЕНЕЗА ДЕВОНСКИХ ПЕТРОКЛАСТИЧЕСКИХ ГРАУВАКК МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2013 г. Л. В. Кокшина

Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mail: kokshina@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 15.01.2013 г.

В статье приведены результаты изучения аутигенных минералов в составе девонских граувакк Магнитогорской мегазоны восточного склона Южного Урала. Выполнен анализ постдиагенетических преобразований пород, в том числе связанных с наложенными (стрессовыми и флюидными) процессами. Показано, что для рассматриваемых граувакк характерна кристаллизация пренита и пумпеллиита (особенно в нижней части девонского разреза), кальцитов разных генераций, кварца, альбита и других минералов, в цементе песчаников основную роль играют глинистые минералы (в первую очередь хлорит, в меньшей степени – иллиты, монтмориллонит и смешанослойные минералы, иногда встречаются каолинит и дикиит, слюды 1М и 2М₁). Ассоциации и взаимоотношения аутигенных минералов свидетельствуют об уровне преобразования девонских граувакк от начального катагенеза до начальных стадий метагенеза.

Ключевые слова: *катагенез, метагенез, аутигенные минералы, флюидные процессы, песчаники, граувакки, девон, Южный Урал.*

Характер постседиментационных преобразований осадочных пород зависит от многочисленных факторов, в том числе и от состава исходных отложений, на что в свое время обратили внимание А.Г. Коссовская и В.Д. Шутов с соавторами [9, 30], выделившие фации катагенеза для различных типов песчаников, среди которых особое место занимают граувакки. Но состав последних тоже не является однородным, следовательно, можно ожидать, что процессы их постседиментационного преобразования протекают по-разному. Так, согласно классификации В.Н. Шванова [29], граувакки, в зависимости от состава аллотигенных компонентов, подразделяются на три типа и шесть разновидностей, среди которых существенное место занимает петрокластическая, сложенная продуктами размыва вулканогенных комплексов и широко распространенная в складчатых областях. На восточном склоне Урала петрокластические граувакки слагают мощные толщи, что позволяет проследить развитие процессов постседиментационного минералообразования, связанных с катагенезом погружения, а также увидеть следы влияния на этот процесс местных и глубинных флюидных эманаций.

ДЕВОНСКИЕ ОБЛОМОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ

Магнитогорская мегазона (рис. 1) прослеживается приблизительно от широты города Миасс на

севере до южного погружения Уральских структур [25]. Она имеет характер синформы и охватывает Вознесенско-Присакмарскую, Западно-, Центрально- и Восточно-Магнитогорскую зоны. С востока и с запада мегазона ограничена Восточно-Магнитогорской зоной разломов и Главным Уральским Разломом (ГУР).

Девонские отложения в пределах мегазоны развиты очень широко, но неравномерно (табл. 1, рис. 2). Образования *нижнего девона* известны практически только на территории **Вознесенско-Присакмарской зоны** – в виде изолированных фрагментов разреза, чаще всего с тектоническими границами [1, 13]. Это преимущественно вулканомиктовые и тефрогенные песчаники, кремнистые аргиллиты, кремни, реже, известняки, субщелочные вулканиды. В северных районах зоны это мансуровская, ильтибановская, ускульская, рыскужинская толщи, почти полностью сложенные свежим вулканомиктовым материалом основного состава. Отчетливо наблюдается постепенный переход обломочных толщ в перекрывающий комплекс вулканогенной ирендыкской свиты. При этом сохраняется не только фациальная природа и облик осадочных пород, но, в общих чертах, и их состав [16]. На юге Вознесенско-Присакмарской зоны в большей степени распространены кремнистые породы мазовской свиты.

Несколько восточнее упомянутых разрезов, в пределах Актау-Таналыкской подзоны, развиты от-

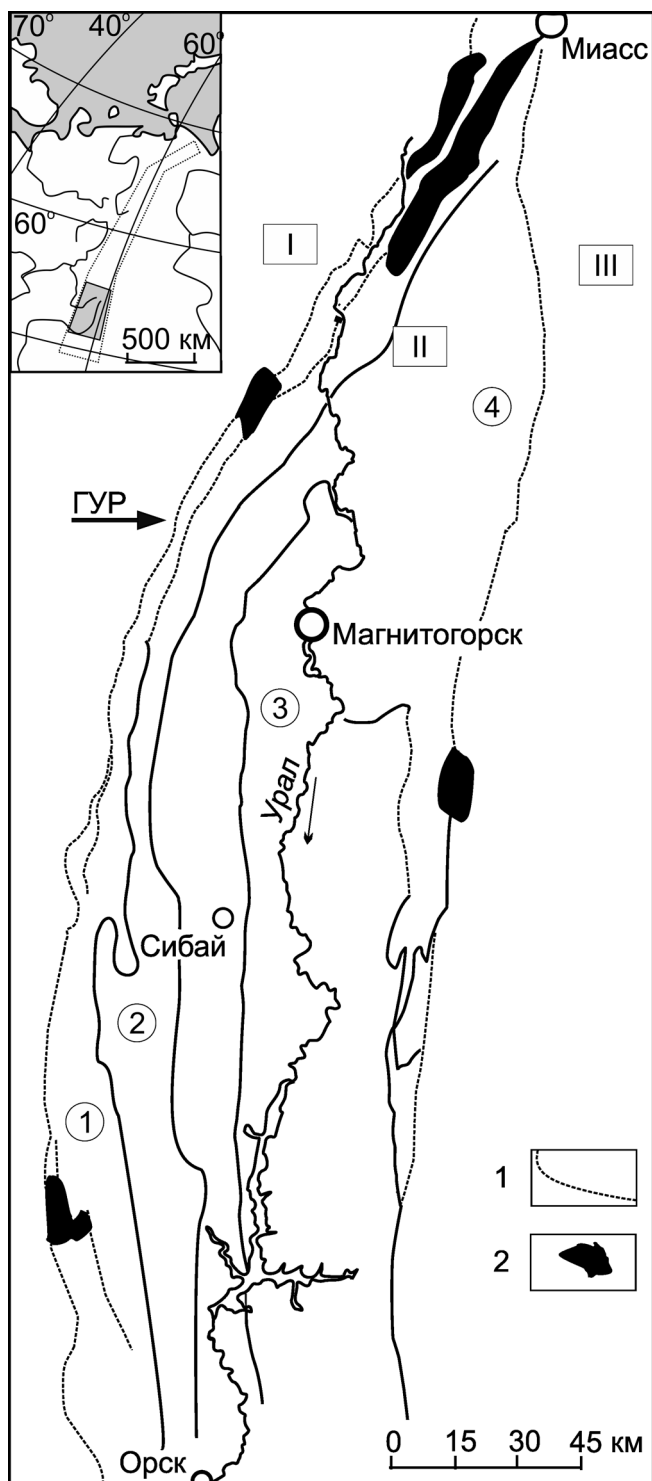


Рис. 1. Схема Магнитогорской мегазоны Южного Урала (на основе [20]).

Мегазоны: I – Западно-Уральская; II – Магнитогорская (подзоны обозначены в кружочке: 1 – Вознесенско-Присакмарская, 2 – Западно-Магнитогорская, 3 – Центрально-Магнитогорская, 4 – Восточно-Магнитогорская); III – Восточно-Уральская. 1 – Наиболее крупные разломы, 2 – основные массивы гипербазитов. ГУР – Главный Уральский разлом.

D ₃	zl					
D ₂₋₃	ul					
D ₂	ish	tr	ir	gd		
D ₁			rs	ilt	mn	

Рис. 2. Схема стратиграфии девонских осадочных комплексов Магнитогорской мегазоны, по материалам В.А. Маслова и О.В. Артюшковой [13].

D₁ – нижний девон: rs – рыскужинская, ilt – ильтибановская, mn – мансуровская толщи; D₁₋₂ – нижний-средний девон: ish – ишкининская, tr – туратская толщи, ir – ирендыкская свита; D₂ – средний девон: gd – гадиловская толща; D₂₋₃ – средний-верхний девон: ul – улутауская свита; D₃ – верхний девон: zl – зилаирская серия.

ложения эмского (верхняя часть нижнего девона) и эйфельского возрастов (нижняя часть среднего девона): баймак-бурибаевская, актауская, туратская, ишкининская толщи и их возрастные аналоги. Все они находятся западнее полосы развития ирендыкского комплекса. Баймак-бурибаевская свита представлена, главным образом, вулканическими образованиями, в меньшей степени – вулканогенно-обломочными. На этих породах залегает актауская свита – кремнистая толща с неравномерно распространенными линзами и пачками песчаников и грубообломочных отложений.

Некоторое сходство с актауской свитой имеет туратская толща. Она сложена чередующимися обломочными породами, аргиллитами и кремнистыми образованиями, содержащими конодонты верхов эмса и всех зон эйфельского яруса. Обе толщи перекрыты франскими (мукасовскими) кремнями.

Ишкининская толща представлена только микститами, в ее составе нет слоистых пород, которые не были бы перемещены [16]. В нижней части этой толщи в блоках кремней определены конодонты верхов эмса и нижнего эйфеля.

В Западно-Магнитогорской зоне девонский разрез начинается с эйфельского яруса, в пределах которого наблюдается чередование в различных соотношениях вулканогенных, вулканогенно-обломочных, обломочных и кремнистых комплексов. Главной среди них является ирендыкская свита (верхи эмса–низы эйфеля), сложенная тифроидами и грубообломочными туфами, в меньшей степени – лавами базальтового и андезибазальтового состава, иногда с участием кислого материала. На востоке вулканогенные образования перекрыты яшмами ярлыкаповской и вулканитами карамалыташской свит.

У восточного подножья хребта Ирендык распространены микститы гадиловской толщи, сложенные

Таблица 1. Расчленение и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны

Отдел	Ярус	Вознесенско-Присакмарская зона	Западно-Магнитогорская зона	Центрально- и Восточно-Магнитогорская зоны	
Верхний девон	фаменский	Полимиктовые песчаники и аргиллиты (присакмарская свита зилаирской серии) Тефроиды (большекизильская свита) более2000 м более1000 м Микститы до 800 м		Известняки	Субщелочные базальты, андезиты, дациты, туфы
	франский	Кремни, кремнистые сланцы, на севере и востоке — с пачками песчаников (мукасовская свита)			40–200 м
Средний девон	живетский	Кремни, глинисто-кремнистые сланцы, вулканомиктовые песчаники, микститы (актауская свита)	Тефроиды, вулканомиктовые песчаники, глинисто-кремнистые сланцы, микститы (улутауская свита)	Базальты, андезибазальты, туфы, кремни	
	Эйфельский	до 250 м	Яшмы	500–1800 м	Базальты, андезиты, риолиты, яшмы
			Базальты, риолиты, туфы, тефроиды (карамалыташская свита)	до 2000 м	
Нижний девон	Эмский	Вулканомиктовые песчаники, аргиллиты, микститы (туратская, ишкининская толщи)	Базальты, андезибазальты, туфы, тефроиды	?	
	Правский	Субщелочные вулканы	?	Известняки, вулканомиктовые песчаники, аргиллиты	
		Кремнистые и глинистые сланцы, вулканомиктовые и тефрогенные песчаники, гравелиты, иногда глыбы известняков (ильтибановская, мансуровская, рыскужинская, ускалыкская толщи)		до 200 м	

Примечание: Использованы данные О.В. Артюшковой и В.А. Маслова [1], В.А. Маслова и О.В. Артюшковой [13], Г.А. Мизенса [16], Г.А. Мизенса и др. [19].

неокатанными и слабо окатанными обломками вулканических пород, среди которых местами рассеяны обломки и крупные блоки известняков размером до десятков и сотен метров, а также кремней. Чаще всего толща перекрывается турбидитами *живетской* улутауской свиты, а в некоторых случаях – ярлыкаповскими яшмами.

На протяжении *живетского* века и в начале *франа* на территории Западно-Магнитогорской зоны формировался флиш улутауской свиты, представленный вулканомиктовыми породами, тефроидами и туфами преимущественно среднего и кислого состава. Преобладают песчаники, но обычны

ми являются также грубообломочные образования – конгломераты, микститы, содержащие, в том числе, гальки и глыбы известняков.

В *верхах девонского разреза* выделяется песчано-глинистая толща зилаирской серии. В зависимости от вещественного состава и источников обломочного материала в Магнитогорской мегазоне различаются две свиты: западная – присакмарская и восточная – большекизильская [15]. В основании большекизильской свиты прослеживается серия глыбовых микститов (биягодинский олистростром).

Несколько восточнее, в пределах **Центрально- и Восточно-Магнитогорской зон** девонский раз-

рез представлен в основном чередованием вулканогенных, вулканогенно-кремнистых толщ, мощностью до 2000 м. Здесь заметную роль в разрезах играют потоки базальтов, андезибазальтов, андезитов. Наиболее древняя в этом районе субутацкая толща известняков и кремней с пражско-эмской фауной брахиопод, отделена от более молодых разломами и ее структурное положение неясно [1].

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ

В качестве объекта исследования избраны песчаники мансуровской, ильтибановской и рыскужинской толщ (нижний девон), ирендыкской свиты, ишкининской и туратской толщ (нижний-средний девон), гадиловской толщ (средний девон), улутауской свиты (средний-верхний девон) и зилаирской серии (верхний девон) – рис. 2.

Изучение проводилось под оптическим микроскопом и в лаборатории Физико-химических методов исследования (ФХМИ) Института геологии и геохимии УрО РАН: микрозондовые анализы выполнены на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX 100 (аналитик Д.А. Замятин), рентгенометрический анализ – на дифрактометре XRD-7000 (Shimadzu) – аналитики Т.Я. Гуляева и О.Л. Галахова, изучение микроструктур – на электронном микроскопе (JSM-6390LV, Jeol) – аналитик С.П. Главатских. Несколько проб глинистого цемента песчаников было изучено в лаборатории Казанского (Приволжского) Федерального университета на

дифрактометре XRD-7000 (Shimadzu) под руководством доцента Г.А. Кринари.

АЛЛОТИГЕННЫЕ КОМПОНЕНТЫ ПЕСЧАНИКОВ

Ильтибановская и мансуровская толщи сложены полевошпатовыми и, реже, собственно граувакками (рис. 3). Обломки полевых шпатов в них составляют 20–40%, кварца 5–7%, встречаются зерна пироксенов (до первых процентов), единичные обломки эпидота, в то время как основная часть представлена обломками пород (60–70%), среди которых преобладают основные и средние вулканисты, много силицитов (до 25–30% от общего объема обломков пород), а также фиксируются редкие зерна известняков. Отложения *рыскужинской толщи* несколько отличаются от вышеописанных: обломки пород здесь представлены практически полностью вулканистами, причем более кислого состава, количество обломков кристаллов пироксенов уменьшается, кварца также мало (менее 5%), содержание полевых шпатов – 10–40%.

Ирендыкская свита характеризуется неоднородным составом песчаников. В разных разрезах преобладают обломки вулканистов (в сумме от 30–50 до 70–80%), осадочные породы не типичны. Довольно много зерен полевых шпатов (местами до 50%), содержание кварца не превышает 5%. Генетически они, также как и рыскужинские породы, вероятно, относятся к тефроидам [17]. Состав аллотигенной

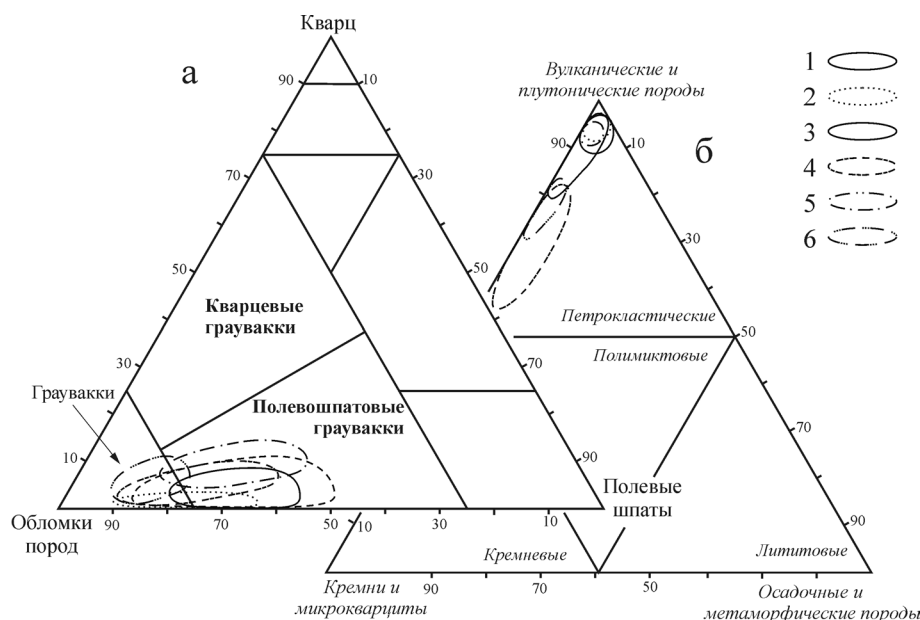


Рис. 3. Диаграммы (по [28]) состава девонских песчаников Магнитогорской мегазоны Южного Урала.

а – основная, в системе кварц–полевые шпаты–обломки пород, б – диаграмма для определения разновидностей граувакк. Поля распространения песчаников, относящихся к различным свитам и толщам: 1 – ильтибановская и мансуровская, 2 – рыскужинская, 3 – ирендыкская и гадиловская, 4 – ишкининская и туратская, 5 – улутауская, 6 – зилаирская.

части *гадилевской толщи* мало отличается от вышеописанной *ирендыкской свиты*.

Ишкининская и туратская толщи характеризуются более разнообразным составом, хотя они также относятся к полевошпатовым и собственно грауваккам. Аллотигенные компоненты здесь представлены полевыми шпатами (5–10, в некоторых случаях до 25%), кварцем (5–10%) и разнообразными обломками пород (70–90%): вулканитами (от 30 до 50–60% от общего объема обломков пород), силицитами (25–30 до 40–50%), серпентинитами (5–10%), известняками (до 5%), кристаллическими сланцами (1–2%). Присутствует также пироксен (до 2%), единичные комочки глауконита, чешуйки биотита.

Улутаская свита также неоднородна. В ее со-

ставе распространены как собственно граувакки (обломки средних и кислых вулканитов составляют 60–80%, а количество кварца и полевых шпатов сопоставимо), так и полевошпатовые разности с содержанием плагиоклазов до 50% и незначительным количеством кварца.

Собственно граувакки слагают псаммитовую часть в восточных разрезах песчано-глинистой *зилаирской серии (большекизильская свита)*. Количество обломков полевых шпатов здесь не превышает 10–15%. Кварц и зерна кислых вулканических пород в сумме составляют менее 5%. Встречаются обломки как пироксенов, так и амфиболов. Среди обломков пород преобладают базальтоиды, распространены кремни (до 20–25%), встречаются редкие зерна серпентинитов.

В целом, все девонские песчаники довольно близки по петрографическому составу: на диаграммах они занимают поля полевошпатовых и собственно граувакк, относящихся к петрокластической разновидности (рис. 3).

ОСНОВНЫЕ АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

В составе девонских граувакк присутствует богатый комплекс аутигенных минералов, замещающих обломочные компоненты и выполняющих роль цемента. Наиболее характерными среди них являются кварц, глинистые минералы (в основном хлорит, смешанослойные образования, реже – иллит, монтмориллонит, каолинит, диккит), карбонаты (в основном, кальцит, реже, сидерит), пренит, пумпеллит, эпидот, альбит, халцедон, актинолит, цеолиты, пирит, окислы железа и титана.

Глинистые минералы

В девонских граувакках Магнитогорской мегазоны среди глинистых минералов цемента основную роль играют хлориты. Минералы этой группы представлены как крипточешуйчатыми агрегатами, так и отдельными пластинками размером 0.01–0.03 мм, окрашенными в грязно-зеленые и желтовато-зеленые тона. На полученных рентгенограммах видны четкие 14 Å и 7 Å пики (рис. 4), хорошо проявлены и другие базальные рефлексы: 4.7 Å (003), 3.5 Å (004), 2.8 Å (005). При этом четные порядки базальных отражений (002 и 004) по интенсивности превосходят нечетные, что указывает на преобладание в структуре минерала ионов Fe^{2+} , изоморфно замещающих Mg^{2+} . По данным микрозондового анализа, содержание FeO в рассматриваемых хлоритах колеблется в пределах от 10.97 до 33.23%, со средним значением 21.76%, в то время как содержание MgO составляет, соответственно, 8.58–19.97 и 15.49%. Однако, после пересчета результатов на химические формулы и миналы выяснилось, что не во всех хлоритах Fe играет первостепенную роль. Ва-

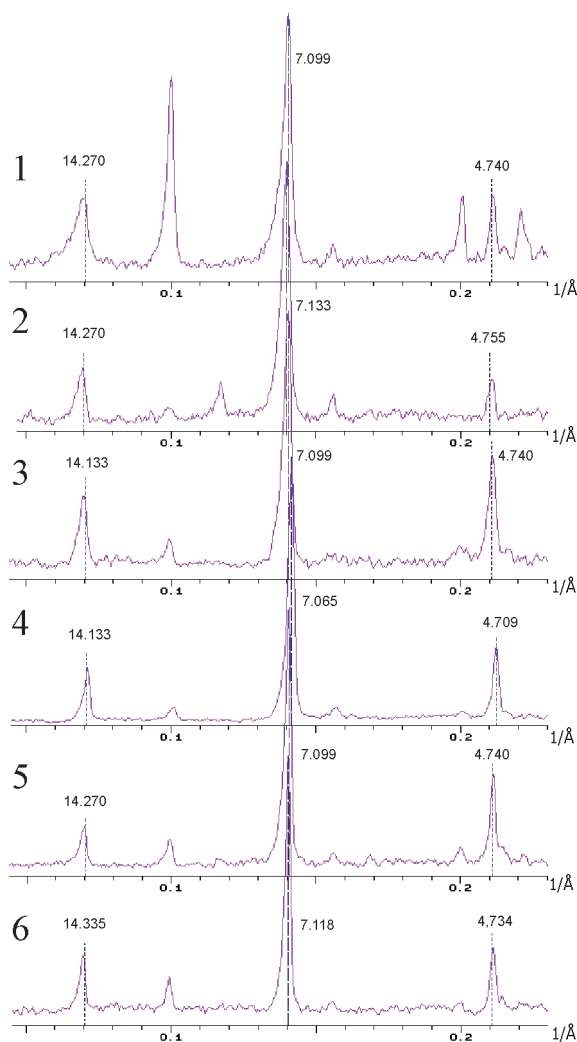


Рис. 4. Типичные базальные пики Fe- Mg хлоритов.

1–2 – зилаирская серия (обр. 2794-2-9 и 2800-12), 3 – ирендыкская свита (обр. 2843-2), 4 – гадилевская толща (обр. 2844-2-2), 5–6 – мансуровская толща (обр. 2804-5-5 и 2804-5-5-2).

риации миналов вписываются в следующие рамки: шамозит ($\text{Fe}_5\text{Al}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_8$) – 29–64%, клинохлор ($\text{Mg}_5\text{Al}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_8$) – 28–62%. Кроме того, в состав всех уральских хлоритов входят донбассит (Al-хлорит) от 0 до 13%, с преобладающими значениями 5–8%, и пеннантит (Mn-разновидность), соответственно 0–3% и 1%. Выяснилось, что для более измененных образцов характерно незначительное уменьшение железистости и увеличение магнезиальности. Таким образом, степень преобразования пород увеличивается в направлении: зилайрская серия–улутауская свита–туратская толща–рыскужинская толща. Исключением являются только хлориты из первично более ожелезненных пород (ишкининская и мансуровская толщи), где миналы распределяются следующим образом: шамозит – 47–64% (в редких случаях до 40%), клинохлор – 30–46% (в единичных образцах до 56%).

Иллиты и смешанослойные минералы в изученных песчаниках обнаружены в подчиненном количестве. В том числе, наличие иллит-монтмориллонита предполагается в раннедевонских (мансуровская толща) и ранне-среднедевонских (ирендыкская свита) граувакках. В отдельных пробах, возможно, присутствует тосудит и К-ректорит. Следует отметить, что, кроме смешанослойности в системе иллит-хлорит, фиксируется и чередование блоков диоктаэдрической слюды и триоктаэдрического хлорита размером от нескольких до нескольких десятков микрометров и крупнее. Чередование чешуй хлорита и иллита можно наблюдать и на фотографиях сколов в электронном микроскопе (рис. 5). Подобное взаиморасположение хлорита и иллита могло сформироваться при наличии в растворе как ионов Fe и Mg, так и K. Кроме того, еще А.Г. Коссовская [10] отмечала возможность эндотаксической трансформации биотита в хлорит и гидрослюду без образования вермикулита. Возможно, именно это явление мы здесь и наблюдаем [7].

В некоторых случаях, по данным рентгенофазового анализа, в рассматриваемых образцах можно предположить присутствие каолинита и диккита. Так, на рентгенограммах песчаников нижнего (мансуровская толща) и ниже-среднего (ирендыкская свита) девона проявляются пики, характерные для диккита, в образцах среднего девона (гадилевская толща) – каолинита и диккита, а в граувакках средне-верхнего (улутауская свита) и верхнего (зилайрская свита) девона – каолинита.

Слюды политипа 1М присутствуют в породах гадиловской и мансуровской толщ, в то время как в ирендыкских песчаниках в некоторых случаях появляются пики слюд политипа 2М₁.

Прениты и пумпеллииты

Согласно распространенной точке зрения [11, 12], пренит и пумпеллиит образуются по вулканокластическим (петрокластическим) граувак-

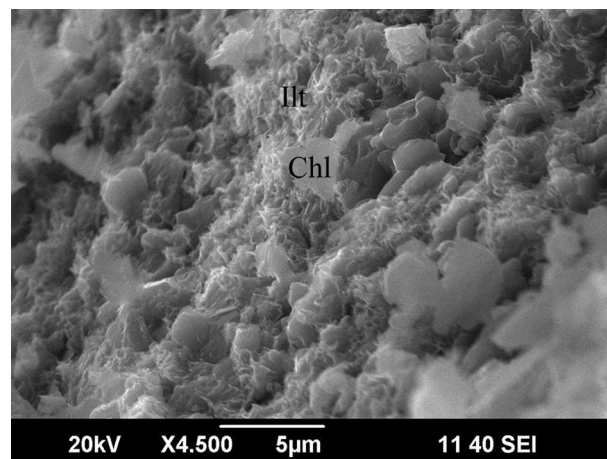


Рис. 5. Взаимное расположение агрегатов иллита и хлорита (зилайрская серия, обр. 2796-10-1).

кам и являются минералами-индикаторами стадий позднего катагенеза и метagenеза. В то же время, свойства и особенности кристаллизации этих минералов изучены относительно слабо, особенно в применении к Уралу. Практически единственной работой в этом отношении является работа В.М. Нечеухина [22], в которой приводятся описания метаморфических минералов, в том числе пренита и пумпеллиита, при изменении зеленокаменных пород.

Результаты наших исследований позволяют выделить среди южноуральских пренитов 3 группы, различающиеся по морфологическим особенностям и, частично, оптическим свойствам [6]:

1. Лучистый и радиально-лучистый минерал, неоднородный, буроватый. Преобладающий размер зерен 0.3×0.2 мм, иногда до 0.4×0.4 мм. Развивается либо по глинистому цементу и матриксу, либо по обломкам вулканитов. Наиболее характерен для песчаников ильтибановской, туратской, рыскужинской толщ, ирендыкской свиты и восточных разрезов зилайрской серии. В незначительных количествах присутствует и в других изученных толщах.

2. Лучистые и радиально-лучистые агрегаты, сложенные однородным, бесцветным минералом. Преобладающий размер зерен 0.15×0.20 мм. Главным образом ассоциирует с кварцем и пумпеллиитом, развиваясь по обломкам вулканитов и пироксенов. Встречается преимущественно в песчаниках мансуровской и ишкининской толщ. В целом, менее распространен, чем пренит первого типа.

3. Шестоватые и радиально-шестоватые агрегаты, бесцветные до бурых, однородные. Размер зерен 0.2×0.8 мм. Встречается только в песчаниках ишкининской и туратской толщ.

Пумпеллиит представлен пластинками, брусочками и тонкозернистыми агрегатами, различающимися по окраске и плеохроизму. Часто разви-

вается по обломкам пироксенов, где ассоциирует с кварцем. Для такого пумпеллиита характерны: Ng – зеленовато-голубой и Np – слабоокрашенный до бесцветного. В случаях, когда минерал развивается по матриксу, цвета более насыщенные: Ng – зеленовато-желтый, Np – бледно-желтый; Ng – синевато-зеленый, Np – бледно-зеленый. Указанные разновидности встречаются и в описании В.М. Нечеухина, различавшего пумпеллиит также и по морфологии зерен. Нам, однако, не удалось выявить или подтвердить существование устойчивых морфологических типов этого минерала.

По данным рентгенофазового анализа разновидности пренитов, как и пумпеллиитов не различаются. Все они характеризуются одинаковыми пиками на рентгенограммах.

Пумпеллииты, в целом, представлены железистыми разновидностями (5.27–18.54%, в среднем – 12.71%). Усредненная формула этого минерала выглядит следующим образом: $(\text{Ca}_{1.82-2.02}\text{Na}_{0.00-0.08})(\text{Fe}_{0.69-1.19}\text{Mg}_{0.12-0.32}\text{Mn}_{0.00-0.02})(\text{Al}_{1.71-2.36}\text{Ti}_{0.00-0.02}\text{V}_{0.00-0.02})[\text{Si}_{3.01-3.17}\text{O}_{11}](\text{OH})_2 \cdot (\text{H}_2\text{O})$. Электронно-зондовый микроанализ показал, что содержание оксида железа в пренитах варьирует от 0.10 до 4.49%. Для пренитов в породах с явным вторичным ожелезнением аналогичные значения смещаются в пределы 0.49–6.09%, соответственно, что, скорее всего, связано с высокой первичной железистостью пород.

По соотношению закисного и окисного железа В.М. Нечеухин выделил две разновидности пумпеллиита. По его данным, интенсивная окраска минерала напрямую связана с большим содержанием Fe_2O_3 . К сожалению, электронно-зондовый микроанализ не дает возможности различить валентность железа.

Содержание пренита и пумпеллиита в изученных нами песчаниках изменчивое. Пренит максимально распространен в граувакках нижнего и нижнего-среднего девона. В породах верхнедевонской зилаирской серии (менее измененных) пренит

развивается эпизодически. Он утрачивает свою значимость и по мере увеличения степени измененности пород. Так, в нижне-среднедевонских песчаниках (рыскужинская толща и ирендыкская свита) пренит присутствует лишь в виде чешуек в зернах плагиоклаза и малочисленных неоднородных радиально-лучистых образований, активно замещаемых более поздними минералами – эпидотом и карбонатами.

Пумпеллииты, в целом, развиты слабее. Наиболее распространены они (аналогично прениту) в нижне- и нижне-среднедевонских породах. Исключение составляют лишь ишкининские и туратские песчаники, где этот минерал встречается лишь в единичных случаях. В граувакках зилаирской серии тоже почти нет пумпеллиитов. В то же время, в отличие от пренита, пумпеллиит не теряет своей значимости в ирендыкских и рыскужинских песчаниках.

Цеолиты

Минералы группы цеолитов, которые считаются индикаторными для некоторых интервалов стадии катагенеза граувакк (анальцимовая фация, ломонтитовая фация), в рассматриваемых отложениях развиты эпизодически и только на уровне верхнедевонской зилаирской серии, в ее восточных разрезах. Так, редкие кристаллы анальцима зафиксированы лишь в одном случае – на хребте Биягода, а ломонтит описан [18, 21] в районе Ириклинского водохранилища в верхнедевонских песчаниках специфического состава, содержащих, в отличие от типичных пород зилаирской серии, большое количество обломочных зерен известняков и характеризующихся базальным кальцитовым цементом. Ломонтит в них встречается в виде одиночных рассеянных кристаллов и сростков (рис. 6). Отдельные кристаллы имеют таблитчатую форму, характеризуются шелковистым и перламутровым блеском, а их размеры достигают 4–5 мм по длинной оси. Нередко агрегаты кристаллов ломонтита приурочены к кальцитовым конкрециям в глинистых прослоях. При этом они образуют сплошные массы толщиной до нескольких сантиметров на контакте глинистой породы и вещества конкреции. Расчетная формула данных цеолитов по [18]: $\text{Ca}_{0.88}\text{Na}_{0.01}[\text{Al}_{2.20}\text{Si}_{3.91}\text{O}_{12}] \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Плагиоклазы

Растворение, перекристаллизация и регенерация зерен плагиоклазов в граувакках девонского разреза распространены неравномерно. Наиболее широко эти процессы проявлены в ирендыкских и рыскужинских породах; в песчаниках ишкининской и туратской толщ они прослеживаются в меньшем количестве. В первую очередь – это следы растворения, выраженные в формировании конформных и инкорпорационных контактов с участием зе-



Рис. 6. Одиночные кристаллы и сростки ломонтита (зилаирская серия).

рен полевых шпатов, широко развита регенерация. В песчаниках ирендыкской свиты встречаются деформированные обломки плагиоклазов, с изгибами как самих зерен, так и их двойниковых швов. Нередко наблюдается пятнистая альбитизация, выраженная в появлении участков с более низким показателем преломления (рис. 7), возникает так называемая структура “шахматного альбита” [32]. Альбитизация зерен плагиоклазов, наряду с растворением, имеет место и в менее измененных средневерхнедевонских песчаниках. Она подтверждается при проведении электронно-зондового микроанализа, а пересчеты на миналы показали, что эти альбиты представлены почти чистыми крайними членами ряда плагиоклазов (содержание анортитовой молекулы в них 0–2%; микроклиновой – 0–3%). Поскольку альбит кристаллизуется в широком диапазоне температур и давлений, его появление в рассматриваемых песчаниках закономерно.

Карбонаты

Основным карбонатным минералом в составе девонских песчаников является кальцит, но распространен он неравномерно – местами полностью отсутствует, в некоторых образцах его количество достигает 20–25%. Это крупнокристаллические агрегаты с четко выраженным полисинтетическим двойникованием, развивающиеся преимущественно по обломкам вулканических пород и плагиоклазов, а также тонко- и мелкозернистые выделения, чаще заполняющие межзерновое пространство.

Минерал развит во всех возрастных интервалах, при этом отчетливо выделяются несколько его генераций, что хорошо видно по взаимоотношениям с другими аутигенными минералами (кварцем, хлоритом, пренитом, эпидотом и актинолитом). Иногда он формируется и после возникновения регенерационных структур.

Изучение химизма аутигенных кальцитов методом электронно-зондового микроанализа показало неравномерное распределение Mn. Особенно хорошо это видно на BSE-снимках, когда рядом расположенные выделения кальцита имеют различную интенсивность свечения (рис. 8). При этом оказалось, что более поздний кальцит характеризуется относительно низким содержанием Mn – до 0.03–0.11% (табл. 2), в то время как в ранних генерациях это значение составляет 0.25–0.71%. Кроме того, оказалось, что в нижней части разреза (в нижнем девоне) содержание марганца в кальците в целом ниже, чем в верхней части (верхний девон) (рис. 9). Тенденция изменения содержания этого элемента в кальцитах хорошо видна и на треугольных диаграммах (рис. 10).

Кроме кальцита, в рассматриваемых граувакках встречаются выделения железистого карбоната

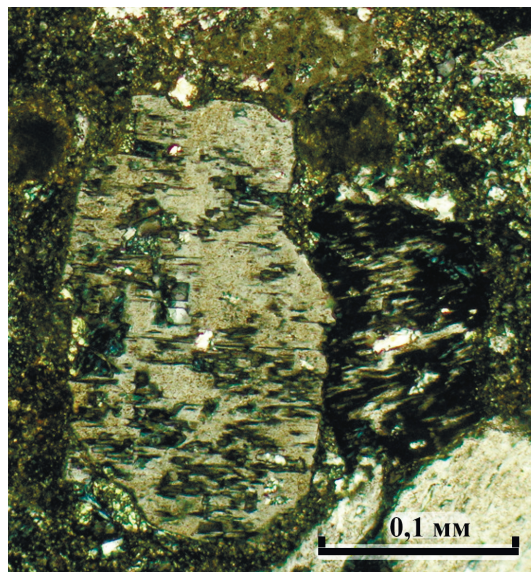


Рис. 7. Альбитизация обломочных зерен плагиоклазов (ирендыкская свита). Николи скрещены.

(возможно сидерита). Форма сечений его зерен близка к округлой, размер, преимущественно, 0.006 мм. Окраска минерала бурая, что очевидно связано с процессами окисления. Вокруг выделений нередко имеются буроокрашенные ореолы гидроокислов железа. Железистый карбонат развивается преимущественно по цементу песчаника, подчеркивая границы зерен, реже формируется и по кластогенным компонентам (рис. 11).

Кварц

Новообразованный кварц появляется, главным образом, в нижней части разреза – в виде регенерацион-

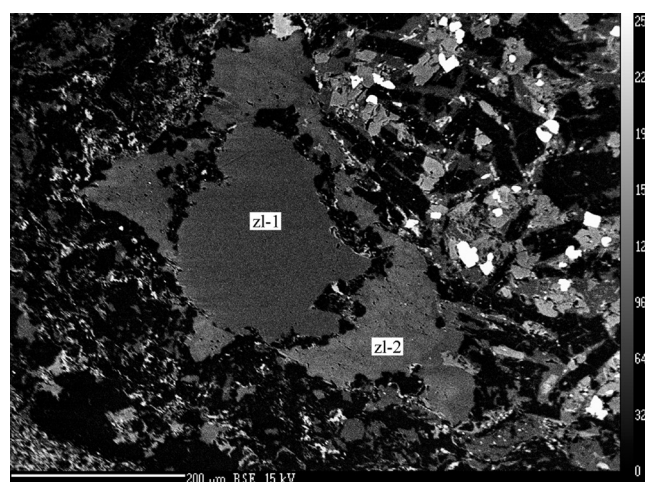


Рис. 8. BSE-снимок песчаника.

zl-1 – крупнокристаллический кальцит, заместивший аллотигенное зерно, zl-2 – мелкозернистый кальцит, заполнивший межзерновое пространство.

Таблица 2. Состав макро- и микроэлементов в кальцитах разных генераций

Стратиграфическая единица	Тип	Число замеров	Содержание элемента, в мас. %			
			Ca	Mn	Mg	Fe
Зилаирская	zl-2	22	36.6–40.68 (39.20)	0–0.83 (0.11)	0–0.42 (0.06)	0–0.96 (0.20)
	zl-1	23	37.12–39.26 (38.02)	0.04–1.18 (0.71)	0–0.27 (0.06)	0.01–0.70 (0.20)
Ильтибановская	ilt-2	29	38.01–40.13 (39.29)	0–0.20 (0.03)	0–0.37 (0.11)	0–0.28 (0.07)
	ilt-1	27	37.07–40.45 (38.43)	0.02–0.93 (0.33)	0–0.35 (0.11)	0–0.77 (0.24)
Ирендыкская	ir-2	6	35.92–37.65 (36.83)	0–0.19 (0.08)	0.01–0.45 (0.17)	0–0.28 (0.09)
	ir-1	9	35.02–37.18 (36.49)	0.06–0.80 (0.41)	0.03–0.38 (0.13)	0.02–0.36 (0.13)
Рыскужинская	rs-2	4	39.41–39.55 (39.48)	0.02–0.07 (0.04)	0–0.25 (0.06)	0.03–0.46 (0.18)
	rs-1	4	38.90–39.27 (39.10)	0.19–0.34 (0.25)	0.02–0.06 (0.04)	0.03–0.18 (0.10)

Примечание. -1 – ранний, -2 – поздний кальциты. В скобках дано среднее значение.

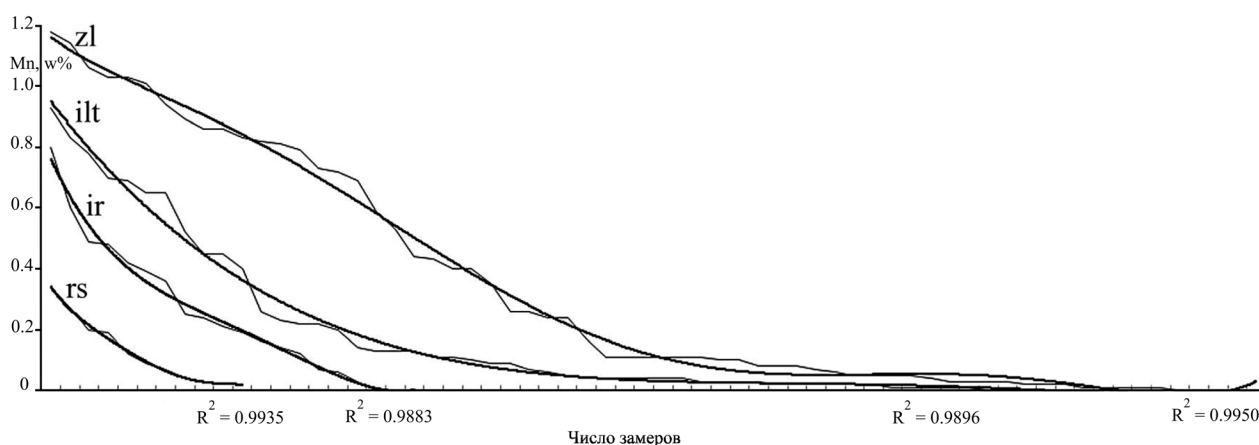


Рис. 9. Распределение Mn в кальците из разновозрастных песчаников (тонкие ломаные линии – фактические значения, жирные линии – полиномиальные).

ных каемок на соответствующих обломочных зернах. Иногда, в песчаниках рыскужинской толщи и ирендыкской свиты наблюдаются структуры кристаллизационного бластеза. Характерно также замещение кварцем в ассоциации с пумпеллиитом, актинолитом и кальцитом обломочных зерен пироксенов.

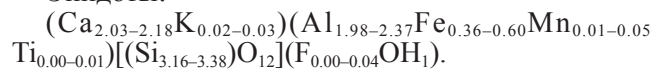
В граувакках верхней части девонского разреза можно наблюдать лишь следы растворения упомянутого минерала, преимущественно в виде инкорпорационных контактов.

Эпидоты, актинолиты

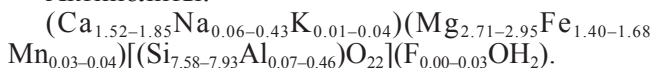
Одним из наиболее поздних минералов, встречающихся в описанных породах, является эпидот. Бурые, реже желтоватые агрегатные выделения, активнее проявляют себя в песчаниках нижнедевонских и ниже-среднедевонских ишкининской, туратской, мансуровской и ильтибановской толщ, замещающая кластогенный материал и цемент. В более интенсивно преобразованных песчаниках рыскужинской толщи и ирендыкской свиты эпидот замещает уже и новообразования (особенно пренит).

Здесь же, наряду с ним, появляются длиннопризматические волосовидные кристаллы актинолита, нередко изогнутые, с плеохроизмом от бледно-зеленого (по Ng) до светлого желтовато-зеленого (по Np) цвета. По данным электронно-зондового микроанализа рассчитаны химические формулы этих силикатов:

Эпидоты:



Актинолиты:



ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ассоциации аутигенных минералов, характер их распределения, некоторые морфологические и оптические особенности позволяют наметить своего рода рубежи в пределах зоны фонового катагенеза девонских граувакк Магнитогорской мегазоны.

Так, присутствие следов каолинита и проявляющиеся иногда признаки смектита в песчаниках улу-

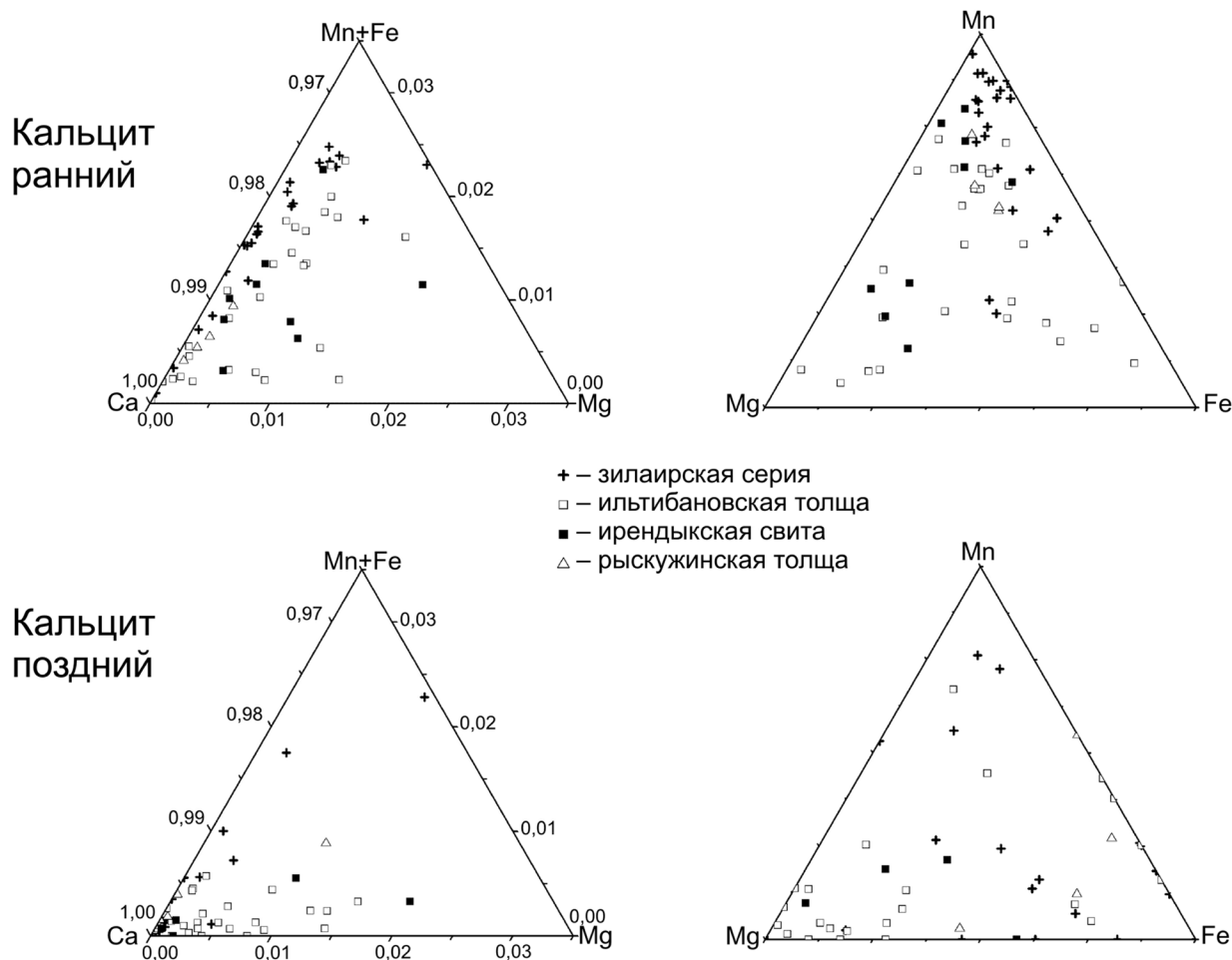


Рис. 10. Треугольные диаграммы соотношений макро- и микроэлементов в кальцитах разных генераций.

тауской свиты, а также смешанослойные фазы в зилайрских граувакках, указывают на относительно невысокую степень изменения (начало позднего катагенеза, согласно [32]) – рис. 12. Пренит и, тем более, пумпеллиит здесь развиты эпизодически. В отдельных разрезах присутствует ломонтит. Кристаллизация последнего происходит избирательно: он встречается только в прослоях существенно известняковых песчаников с базальным кальцитовым цементом. Очевидно, только там создавалась достаточно щелочная среда, необходимая для образования этого минерала [18]. Эти отложения, вероятно, следует коррелировать с ломонитовой фацией А.Г. Коссовской [8]. Верхнедевонские песчаники были погружены на меньшую глубину, чем нижне- и среднедевонские образования, следовательно, можно предположить, что различный уровень преобразования здесь определяется глубиной погружения.

Наличие диккита, наряду с каолинитом, более широкое развитие смешанослойных фаз и слюды типа 1М присущи гадилевской и мансуровской толщам. Широкое распространение в ранне- и среднедевонских породах, наряду с глинистыми минералами полу-

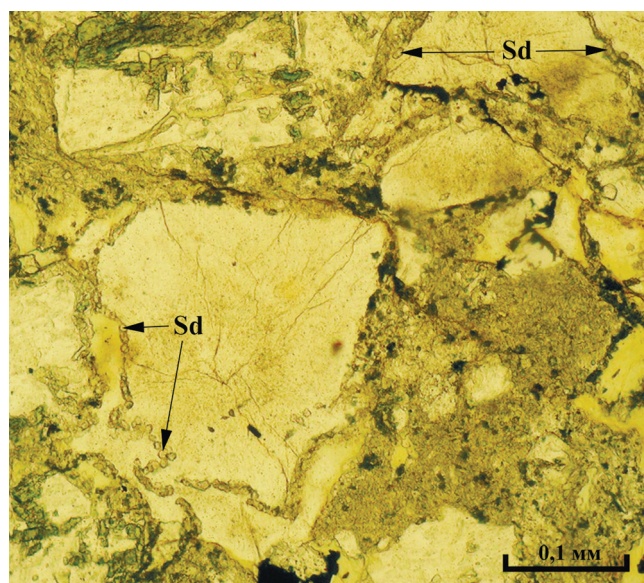


Рис. 11. Округлые выделения железистого карбоната вокруг первично-обломочных компонентов песчаников (николи параллельны).

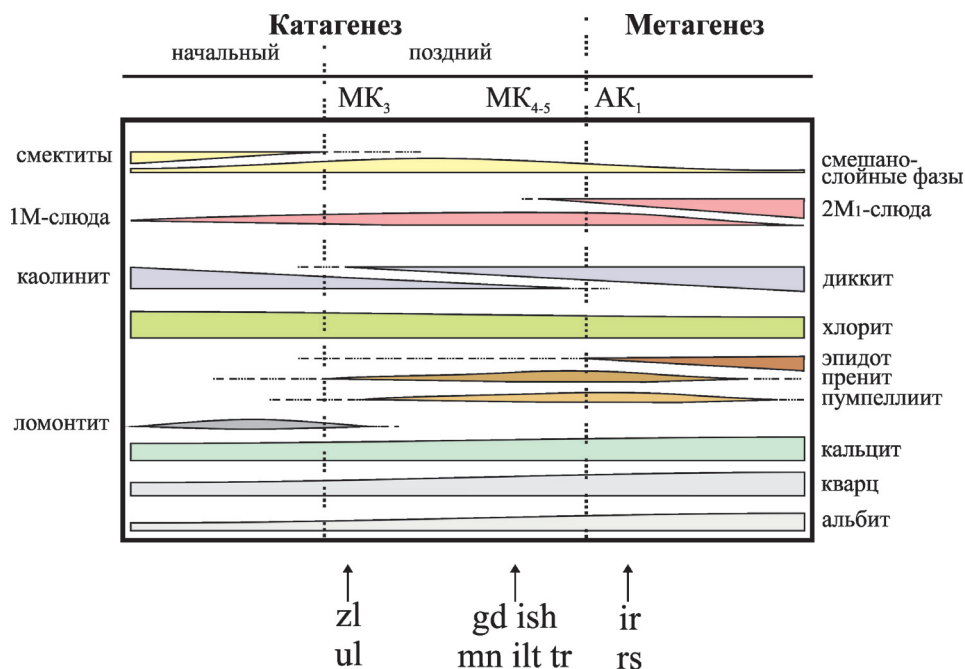


Рис. 12. Схема распространения аутигенных минералов на разных стадиях постдиагенетического преобразования девонских песчаников.

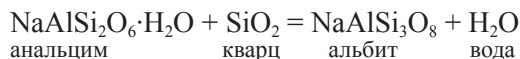
чае пренит, в меньшей степени – пумпеллиит. Здесь встречаются все описанные разновидности пренита. Таким образом, ранне- и среднедевонские песчаники изменены до стадии позднего катагенеза, (пренит-пумпеллиитовая фация, отражающая, по мнению Д.С. Кумбса [36], глубину погружения в 4.5–5 км).

В некоторых образцах песчаников ниже- среднедевонской ирендыкской свиты обнаруживается слюда 2М₁, наряду с 1М модификацией, что приближает эти породы уже к позднему этапу стадии глубокого катагенеза или к стадии метабенеза. С таким выводом согласуются присутствие диккита и кристаллизация эпидота, в том числе и по прениту. В то же время, пумпеллиит, в отличие от последнего, не теряет своей значимости. Процессы альбитизации развиваются в широком диапазоне температур и давления и не являются чуткими индикаторами уровня постдиагенетического преобразования, однако, наличие шахматного альбита, вероятно, все же может служить признаком высокой степени катагенеза или начала метабенеза (см. также [32]). Кроме того, для этих песчаников характерно появление структур, соответствующих уже раннеметабенетической стадии [32]. Прежде всего, это развитие регенерационных каемок и бластез кварцевых зерен. Таким образом, граувакки ирендыкской свиты претерпели наиболее высокую степень изменения (начало метабенеза), хотя их положение не самое низкое в разрезе девонских отложений. Вероятнее всего, такая ситуация обусловлена влиянием тектонических процессов, приводивших к повышению температуры

и давления, и воздействием флюидных эманаций.

Следует обратить внимание, что для граувакк в целом характерна кристаллизация Mg-Fe хлоритов, независимо от уровня преобразования. На это в свое время уже указывали В.А. Дриц и А.Г. Коссовская [3, 4], а Г.В. Карпова [5] назвала парагенезис глинистых минералов (в том числе хлоритов) с аутигенными пренитом, пумпеллиитом, эпидотом, кварцем, альбитом, цеолитами “хлоритовой ассоциацией песчаников, свойственной граувакковым породам”. На связь Fe-Mg-хлоритов с преобразованной базальтовой пирро- и гиалокластикой обращают внимание также Я.Э. Юдович и М.П. Кетрис [31]. Следовательно, наличие этих минералов закономерно и не может служить признаком уровня фонового катагенеза.

Как было отмечено выше, отличительной чертой южноуральских граувакк является практически полное отсутствие цеолитов, хотя состав этих пород и уровень катагенеза вроде бы должны способствовать их кристаллизации (см. [8, 36]). Минералы этой группы, тем не менее, обнаруживаются лишь в песчаниках, существенно обогащенных карбонатным материалом (как в аллотигенной части, так и в цементе). Вероятно, прав Э.Э. Сендеров, отмечавший, что с точки зрения концепции минеральных фаций цеолитовая фация уязвима для критики, так как до температур 200–300°C и давления порядка 2–3 кбар цеолиты не являются термодинамически стабильными [23, 26, 27, 41]. Этим же коллективом авторов [26] было доказано, что анальцит не имеет истинного поля стабильности в присутствии кварца, в связи с чем, происходит следующая реакция преобразования этого минерала:



Присутствие кварца и широкое развитие процесса альбитизации в рассматриваемых граувакках, вероятно, свидетельствует о развитии событий по данной схеме. Обратный процесс в условиях низкотемпературного литогенеза неизвестен. Возможно также, что отсутствие цеолитов в составе песчаников верхнего и среднего девона (по степени катагенеза сопоставимых с ломонитовой фацией) связано с недостаточно щелочной средой. Г.А. Мизенс [18] обращает внимание, что кристаллизация этой группы минералов происходит лишь там, где много карбонатного материала, обеспечивающего соответствующую среду. В недостаточно щелочной среде цеолиты активно замещаются глинистыми минералами (рис. 13). Причем поле ломонита сужается и с понижением температуры. Взаимодействие этого минерала с водным раствором и Са-монтмориллонитом в твердом растворе выражается в виде уравнения [26]: $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (ломонит) + 1.72H^+ = $0.86\text{Ca}_{0.167}\text{Al}_{2.33}\text{Si}_{3.67}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ (Са – моншлеориллонит в твердом растворе) + 0.86Ca + $0.84\text{H}_4\text{SiO}_2$ + $2.32\text{H}_2\text{O}$.

Интерес представляют различия в содержании марганца в кальцитах разных генераций (в ранних генерациях оно выше, чем в поздних). Недавние катодolumинесцентные исследования группы корейских и японских исследователей [37] также позволили зафиксировать изменения в химизме кальцита. При этом более показательным оказалось соотношение **Mn/Fe, уменьшающееся с увеличением** степени преобразования пород. Вообще считается, что с увеличением температуры образования увеличивается содержание Fe и Mg в кальците [35, 40], хотя в изученных нами образцах такой тенденции не наблюдается: концентрация этих элементов практически не изменяется (табл. 2). По сведениям

других авторов [34, 39] количество Fe и Mg могут указывать на состав подземных вод на стадии диагенеза. Существует также мнение, что в процессе преобразования глинистых минералов (прежде всего, монтмориллонита) высвобождается достаточное количество Fe и Mg (при условии, что идет процесс гидрослюдизации глин), для трансформации кальцита более поздних генераций до анкерита [14, 339]. Однако в нашем случае этого не происходит – количество и колебание примеси **Fe-Mg незначительны**. Вероятнее всего, эти элементы активно входят в структуру новообразованного хлорита, широко распространенного в описанных песчаниках. Кроме того, **Mn, возможно, выносился из раствора** этими же элизионными водами, возникшими в процессе дегидратации глинистых минералов.

Немаловажным остается вопрос об условиях, при которых протекали рассмотренные постдиагенетические преобразования. Большинство исследователей, основываясь на классических классификациях фаций метаморфизма, например, [2, 36, 42], считают, что присутствие пренита и пумпеллиита указывает на температуры преобразования порядка 300–400°C при давлении в 1–6 кбар. В то же время, по данным исследователей из США [38], кристаллизация этих минералов происходит уже при значительно более низких параметрах среды. Они экспериментально доказали, что пренит-пумпеллиитовая фация имеет более широкие границы. Кроме того, присутствие пренита и пумпеллиита и, местами, даже минералов группы эпидота не исключаются и в пределах цеолитовой фации.

Как уже отмечалось многими авторами, найти точку равновесия между низкотемпературными преобразованиями довольно сложно. Американские исследователи проводят температурные границы между фациям катагенеза по переломным (решающим) реакциям. Рубеж между цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фациями, по их мнению, привязан к температуре около 180°C, где за счет анальцита и кварца кристаллизуется альбит. Основываясь на многообразии возможных минеральных ассоциаций с пренитом и пумпеллитом, эти исследователи между цеолитовой и зеленосланцевой фациями дополнительно выделили (в порядке увеличения степени преобразования) пренит-пумпеллиитовую, пренит-актинолитовую, пумпеллиит-актинолитовую и фацию голубых сланцев. Границы между низкотемпературными фациями ими намечены по параметрам среды, при которых протекают переломные дискретные реакции (рис. 14): 1) цеолитовая/пренит-пумпеллиитовая – при температуре 185°C и давлении 0.9 кбар; 2) пренит-пумпеллиитовая/пренит-актинолитовая – при 340°C и 1.75 кбар.

На основе этих данных ассоциация аутигенных минералов в песчаниках зилайской серии и улу-тауской свиты согласуются с таковой, характерной для цеолитовой фации. В то же время, присутствие

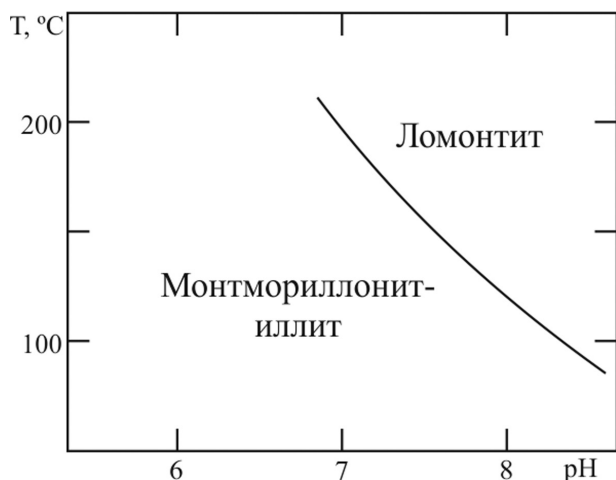


Рис. 13. Равновесие ломонита с глинистыми минералами [26].

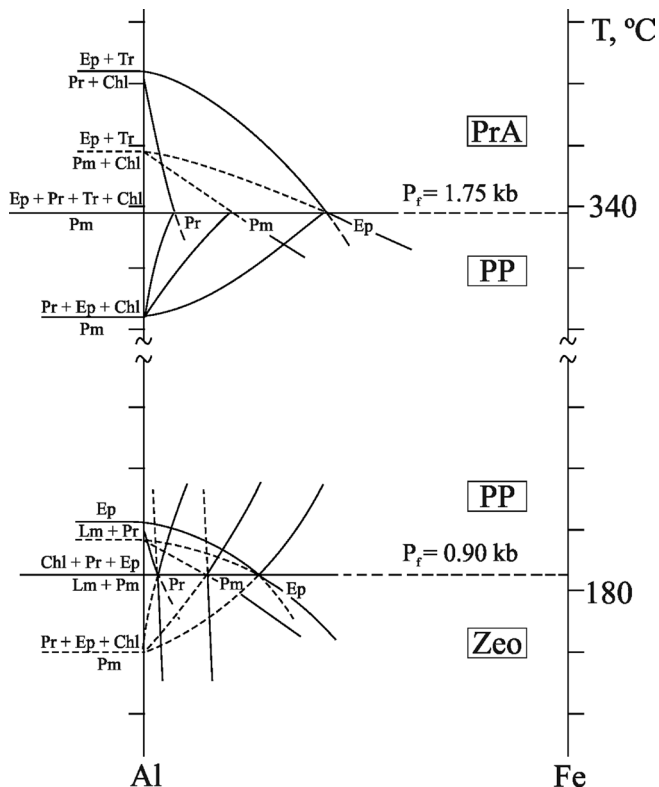


Рис. 14. Схематическая изобарическая диаграмма $T - X_{Fe}$, ($X_{Fe} = Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al)$), показывающая вариации составов минеральных ассоциаций для непрерывных и дискретных реакций в пределах границ цеолитовой (Zeo), пренит-пумпеллиитовой (PP) и пренит-актинолитовой (PrA) фаций [38].

Chl – хлорит, Ep – эпидот, Lm – ломонтит, Pm – пумпеллиит, Pr – пренит, Tr – тремолит.

пренита, хлорита, в меньшей степени пумпеллиита и локальный ломонтит (в песчаниках зилаирской серии), приближают степень преобразования упомянутых свит к границе цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фаций, которой соответствует температура порядка 150–180°C, а по увеличению магнезиальности хлоритов (хотя и небольшому) и полному отсутствию минералов группы цеолитов граувакки улутауской свиты соответствуют уже самому началу пренит-пумпеллиитовой фации.

Граувакки мансуровской, ильтибановской, ишкинской, туратской и гадиловской толщ характеризуются обилием хлорита, пренита, присутствием пумпеллиита, местами эпидота. Данная ассоциация отвечает температурам 180–230°C. Появление актинолита в связи с пренитом, эпидотом, хлоритом, альбитом в ирендыкских и рыскужинских породах, указывает на приближение к границе пренит-пумпеллиитовой и пренит-актинолитовой фаций, соответствующей 340 °C.

Некоторые особенности состава рассматриваемых пород свидетельствуют о локальном участии флюидов

и/или стрессовых условий в ходе постседиментационных преобразований. Несмотря на устойчивый состав аллотигенных компонентов в породах, иногда в рядом расположенных разрезах или участках, наблюдается резко различная насыщенность аутигенными минералами (пренитом, пумпеллиитом, минералами группы эпидота, кварцем, сульфидами). Особенно характерны в этом отношении песчаники западных разрезов ирендыкской свиты и рыскужинской толщи, измененные до стадии метагенеза, тогда как стратиграфически более древние образования (ильтибановская и мансуровская толщи) менее изменены.

Встречаются участки (зоны) в составе улутауской свиты (например, нижнее течение р. Таналык) (рис. 15) и ильтибановской толщи (р. Урал напротив с. Ильтабаново) (рис. 16а) с резко повышенным содержанием пренита и пумпеллиита, что, вероятно, связано с зонами крупных тектонических нарушений. В песчаниках улутауской свиты обнаружены ориентированные цепочки светлых изометричных пятен диаметром до нескольких миллиметров, сложенных, в основном, пренитом и представляющих собой следы перемещения флюидов по ослабленным зонам, в том числе по трещинам. Пренит в пределах светлых пятен, в отличие от основной массы породы, слагает агрегаты крупных розеток и лейст (до 0.5 мм). Вдоль упомянутых цепочек отмечается также насыщение породы пумпеллиитом (густоокрашенным, с размером чешуй до 0.3–0.4 мм).

В верхней части ирендыкской свиты у оз. Кара-Балык-Ты, как и в песчаниках ильтибановской толщи и улутауской свиты, часто встречаются прерывистые и сплошные полосы, обогащенные пренитом (рис. 16б). Эти полосы толщиной до 5–6 см ориентированы параллельно напластованию и, вероятно, свидетельствуют о кристаллизации пренита на своего рода геохимических барьерах.



Рис. 15. Цепочки светлых изометричных пятен, насыщенных пренитом (улутауская свита).

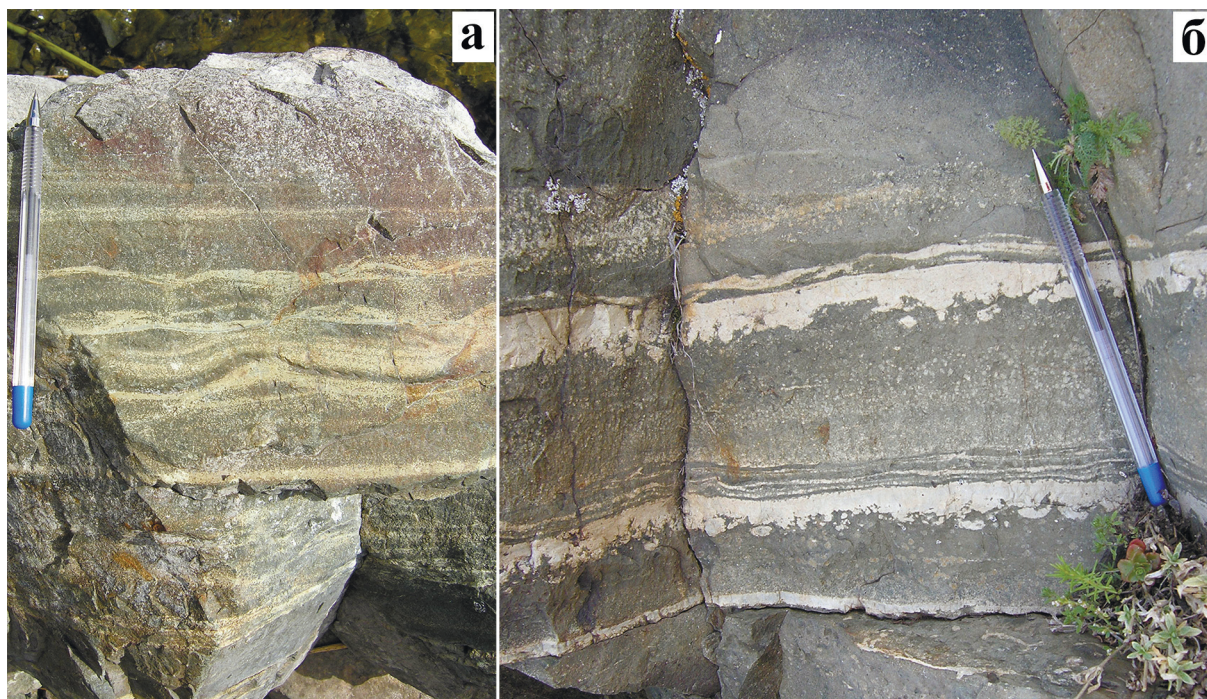


Рис. 16. Полосчатые светлые зоны с повышенным содержанием пренита.

а – ильтибановская толща, б – ирендыкская свита.

На влияние промывного режима поступления вещества во время кристаллизации аутигенных минералов указывает также неоднородное распространение 1М-слюды, которая, вероятно, вымывалась вместе с поступающими растворами. Кроме того, присутствие сложного эндотаксического хлорит-иллитового агрегата, кристаллизующегося по биотиту, указывает на колебание ионного состава поступающего раствора, на периодическое увеличение содержания К вместо Fe и Mg.

Свидетельством перемещения флюидов также является неравномерное распространение кальцита и аутигенного кварца [10]. В пределах однородной толщи насыщенность пород этими минералами может значительно варьировать – от первых процентов до 10–12% (кварц) и 15–25% (кальцит).

ВЫВОДЫ

Девонские петрокластические граувакки Магнитогорской мегазоны характеризуются разнообразным комплексом аутигенных минералов, позволяющих оценить особенности постдиагенетических преобразований пород. Широко распространены (особенно в нижней части девонского разреза) *пренит* и *пумпеллиит*, характерна кристаллизация *кальцита* разных генераций, *кварца*, *альбита*, в меньшей степени *цеолитов*, *эпидота*, *актинолита*, в цементе песчаников основную роль играют глинистые минералы (в первую очередь *хлорит*, присутствуют *иллиты*, *монтмориллонит* и *смеша-*

нослойные минералы, иногда *каолинит* и *диккит*, *слюды 1М и 2М₁*). Большое значение для определения уровня постдиагенетических изменений имеют морфологические и химические особенности некоторых минералов, такие, как структурные и регенерационные изменения в кварце, появление “шахматных” структур альбита, специфика химизма хлоритов и кальцитов.

Парагенетические ассоциации аутигенных минералов соответствуют трем уровням фоновых постдиагенетических преобразований, в том числе двум уровням позднего катагенеза и раннему метагенезу. А именно, песчаники улутауской свиты (D₂₋₃) и зилаирской серии (D₃) преобразованы до начальных стадий позднего катагенеза (примерно МК₃), отложения мансуровской (D₁), ильтибановской (D₁), ишкининской (D₁₋₂), туратской (D₁₋₂) и гадилевской (D₂) толщ – до его поздних стадий (МК₄₋₅), а породы рыскужинской толщи (D₁) и ирендыкской свиты (D₁₋₂) – до стадии раннего метагенеза (АК₁).

По характерным ассоциациям аутигенных минералов в составе девонских граувакк выделяются фации ката- и метагенеза: ломонтитовая (зилаирская серия), пренит-пумпеллиитовая (мансуровская, ильтибановская, ишкининская, гадилевская толщи, туратская и улутауская свиты) и пренит-кварц-пумпеллиитовая (ирендыкская свита и рыскужинская толща).

Состав, характер и распределение аутигенных минералов девонских граувакк свидетельствуют о влиянии наложенных процессов постседиментационного изменения отложений, наряду с фоновы-

ми преобразованиями. Наибольшее значение среди них имеют стрессовые явления, присутствуют следы флюидного катагенеза.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 12-05-31274 мол. а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артюшкова О.А., Маслов В.А.* Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1998. 156 с.
2. *Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969. 248 с.
3. *Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Слоистые силикаты в земной коре. Сообщение 1. Классификация. Группы каолинит-серпентина и тальк-пиррофиллита // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 6. С. 3–23.
4. *Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 176 с.
5. *Карпова Г.В.* Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Недра, 1972. 174 с.
6. *Кокшина Л.В.* Пренит и пумпеллиит как индикаторы глубокого катагенеза петрокластических граувакк среднепалеозойских отложений восточного склона Южного Урала // Ежегодник-2009. Тр. Ин-та геол. и геох. им. акад. А.Н. Заварицкого. Вып. 157. 2010. С. 138–141.
7. *Кокшина Л.В.* Глинистые минералы в цементе палеозойских граувакк: Магнитогорская мегазона (Южный Урал) и Боровская зона (юго-запад Западной Сибири) // Литосфера. 2012. № 2. С. 33–42.
8. *Коссовская А.Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 204 с.
9. *Коссовская А.Г., Дриц В.А.* Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдистых минералов осадочных пород // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 71–95.
10. *Коссовская А.Г., Дриц В.А., Александрова В.А.* К истории триоктаэдрических слюд в осадочных породах // Литология и полез. ископаемые. 1963. № 2. С. 178–196.
11. *Коссовская А.Г., Шутов В.Д.* Фации регионального эпигенеза и метагенеза // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 7. 1963. С. 3–18.
12. *Логвиненко Н.В.* Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 92 с.
13. *Маслов В.А., Артюшкова О.В.* Стратиграфия и корреляция девонских отложений Сибай-Баймакского района Башкирии. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 2002. 199 с.
14. *Махнач А.А.* Катагенез и подземные воды. Минск: Наука и техника, 1989. 335 с.
15. *Мизенс Г.А.* Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне–ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2002. 190 с.
16. *Мизенс Г.А.* Колебания уровня мирового океана и осадконакопление в девонских глубоководных бассейнах юга Урала // Литосфера. 2003. № 4. С. 43–64.
17. *Мизенс Г.А.* Основные типы флишевых комплексов на юге Урала // Геология Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. С. 441–453.
18. *Мизенс Г.А., Клещенко Н.С.* Аутигенные цеолиты и альбит в палеозойских обломочных толщах Южного и Среднего Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: мат-лы Научных чтений памяти П.Н. Чирвинского. Выпуск 7. Пермь: ПГУ, 2005. С. 142–148.
19. *Мизенс Г.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. и др.* Редкие и редкоземельные элементы в девонских обломочных комплексах Магнитогорской мегазоны Южного Урала // Геохимия. 2006. № 3. С. 1–21.
20. *Мизенс Г.А., Свяжина И.А.* О палеогеографии юга Урала в девоне // Литосфера. 2007. № 2. С. 29–44.
21. *Мизенс Г.А., Трунов Д.А.* Необычное проявление цеолитовой минерализации на восточном склоне Южного Урала // Ежегодник-2002. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2003. С. 191–196.
22. *Нечехин В.М.* Региональный зеленокаменный метаморфизм вулканогенных пород Баймакского района на Южном Урале // Метаморфизм горных пород главной вулканогенной зоны Урала. М.: Наука, 1969. С. 5–119.
23. *Петрова В.В.* Низкотемпературные вторичные минералы и их роль в литогенезе (силикаты, алюмосиликаты, гидроксиды). М.: ГЕОС, 2005. 247 с.
24. *Предтеченская Е.А., Шиганова О.В., Фомичев А.С.* Катагенетические и гидрохимические аномалии в нижне-среднеюрских нефтегазоносных отложениях Западной Сибири как индикаторы флюидодинамических процессов в зонах дизъюнктивных нарушений // Литосфера. 2009. № 6. С. 54–65.
25. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
26. *Сендеров Э.Э., Петрова В.В.* Современное состояние проблемы природных цеолитов // Итоги науки и техники. Сер. неметаллические полез. ископаемые. Т. 8. М.: ВИНТИ, 1990. 142 с.
27. *Сендеров Э.Э., Хитаров Н.И.* Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М.: Наука, 1970. 284 с.
28. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / Под ред. В.Н. Шванова. СПб.: Недра, 1998. 351 с.
29. *Шванов В.Н.* Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л.: Недра, 1987. 269 с.
30. *Шутов В.Д., Коссовская А.Г., Муравьев В.И. и др.* Граувакки. М.: Наука, 1972. 345 с.
31. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Минеральные индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах. Сыктывкар: Геопринт, 2009. 42 с.
32. *Япаскурт О.В.* Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. М.: ЭСЛАН, 2008. 356 с.
33. *Boles J.R., Franks S.G.* Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation // J. Sed. Petrol. 1979. V. 49. P. 55–70.
34. *Boles J.R., Landis C.A., Dale P.* The Moeraki boulders – anatomy of some septarian concretions // J. Sed. Petrol. V. 55. 1985. P. 398–406.
35. *Burton E.A., Walter L.M.* Relative precipitation rates of aragonite and Mg calcite from seawater: tempera-

- ture or carbonate ion control? // *Geology*. 1987. V. 15. P. 111–114.
36. *Coombs D.S.* Lower grade mineral facies in New Zealand // *Intern. Geol. Congr., XXI Sess., p-t. XIII*. Copenhagen. 1960. P. 339–351.
 37. *Kim J.C., Lee Y.I., Hisada K.I.* Depositional and compositional controls on sandstone diagenesis, the Tetori Group (Middle Jurassic–Early Cretaceous), central Japan // *Sediment. Geol.* 2007. V. 195. P. 183–202.
 38. *Liou J.G., Maruyama S., Cho M.* Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low-grade metamorphism // *Mineral. Mag.* 1985. V. 49. P. 321–333.
 39. *Meyers W.J.* Carbonate cement stratigraphy of the Lake Valley Formation (Mississippian), Sacramento Mountains, New Mexico // *J. Sed. Petrol.* 1974. V. 44. P. 837–861.
 40. *Meyers W.J.* Trace element and isotope geochemistry of zoned calcite cements, Lake Valley Formation (Mississippian, New Mexico): insights from water–rock interaction modeling // *Sediment. Geol.* 1989. V. 65. P. 355–370.
 41. *Senderov E.E.* Physical-chemical aspects of zeolite, formation in nature // *Occurrence, properties and utilization of natural zeolites*. Budapest: Akad. Kiado. 1988. P. 111–147.
 42. *Yardley W.D.* An introduction to metamorphic petrology // *Longman Scientific & Technical*, Harlow, England, 1991. 248 p.

Рецензент Е.А. Предтеченская

Catagenesis' features of Devonian graywackes: Magnitogorsk megazone (Southern Ural)

L. V. Kokshina

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

The article presents the results of study of authigenic minerals in the Devonian greywackes from Magnitogorsk megazone of the South Ural's east slope. The analysis of the postdiagenetic alterations, including superimposed (stress and fluid) processes, was carried out. The crystallization of prehnite and pumpellyite (especially in the lower part of the Devonian section), calcites of several generation, quartz, albite and other minerals are common in studied rocks. In sandstones' cement the clay minerals are the most importance, there are primarily chlorite, in the less degree illite, montmorillonite and mixed-layer phases, sometimes kaolinite and dickite, micas 1M and 2M₁. The association and relationship of authigenic minerals indicate the level of the Devonian greywackes' alteration: from the initial catagenesis to the initial stages of metagenesis.

Key words: *catagenesis, metagenesis, authigenic minerals, fluid actions, sandstones, greywackes, Devonian, South Ural.*