

ISSN 0024-497X

Март - Апрель 2025

Номер 2



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 2, 2025

Рециклинг кластики и обломочного циркона при формировании осадочных последовательностей стратотипа рифея <i>А. В. Маслов</i>	133
Смешанослойные минералы хлорит-корренсит в гидротермально измененных верхнеплейстоценовых осадках, скважина ODP 1036A, хребет Хуан де Фука, Тихий океан <i>Б. А. Сахаров, В. Б. Курносов, Д. М. Коршунов, И. А. Морозов</i>	155
Аутигенный каолинит верхнеюрско-нижнемеловой баженовской свиты Западной Сибири <i>В. Г. Эдер, А. Д. Скоморохова, А. Г. Замирайлова</i>	176
Условия формирования и нефтегенерационный потенциал нижнедевонских отложений гряды Чернышева, Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция <i>И. С. Котик, Т. В. Майдль, М. С. Нечаев, О. С. Котик, Н. В. Пронина, Л. В. Соколова</i>	198
Литохимическая цикличность соликамской свиты в юго-западной части Соликамской впадины (нижняя пермь, Пермский край) <i>Т. А. Уткина, И. И. Чайковский</i>	217
Оползневые текстуры осадка в нижнекаменноугольных терригенно-карбонатных отложениях Кочкарского антиклинория (Южный Урал) <i>М. Е. Притчин, А. Ю. Кисин, Д. А. Озорнин</i>	231

CONTENTS

No. 2, 2025

Recycling of clastics and detrital zircon during the formation of the riphean stratotype's sedimentary sequences	
<i>A. V. Maslov</i>	133
Mixed-layer chlorite-corrensite minerals in hydrothermally altered upper pleistocene sediments, hole ODP 1036A, Juan de Fuca Ridge, Pacific Ocean	
<i>B. A. Sakharov, V. B. Kurnosov, D. M. Korshunov, I. A. Morozov</i>	155
Authigenic kaolinite of the Upper Jurassic-Lower cretaceous Bazhenov formation of Western Siberia	
<i>V. G. Eder, A. D. Skomorokhova, A. G. Zamirailova</i>	176
Depositional environments and petroleum generation potential of Lower Devonian deposits in the Chernyshev Ridge, Timan-Pechora petroleum province	
<i>I. S. Kotik, T. V. Maydl, M. S. Nechaev, O. S. Kotik, N. V. Pronina, L. V. Sokolova</i>	198
Lithochemical cyclicity of the Solikamsk formation in the South-Western part of the Solikamsk depression (Lower Perm, Perm Krai)	
<i>T. A. Utkina, I. I. Chaikovskiy</i>	217
Landslide sediment structures in the lower carboniferous terrigenous-carbonate deposits of the Kochkarsky anticlinorium (Southern Urals)	
<i>M. E. Pritchyn, A. Y. Kisin, D. A. Ozornin</i>	231

УДК 551

РЕЦИКЛИНГ КЛАСТИКИ И ОБЛОМОЧНОГО ЦИРКОНА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ОСАДОЧНЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ СТРАТОТИПА РИФЕЯ

© 2025 г. А. В. Маслов*

Геологический институт РАН,
Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: amas2004@mail.ru

Поступила в редакцию 23.07.2024 г.

После доработки 23.09.2024 г.

Принята к публикации 15.11.2024 г.

Проанализированы литохимические особенности обломочных пород ряда стратиграфических уровней стратотипа рифея (айская, бакальская, зигальгинская, зильмердакская и укская свиты), а также распределение в песчаниках популяций обломочного циркона. Намечены две основные тенденции в формировании кластики, слагающей стратотипический разрез рифея, – поступление в область осадконакопления материала первого цикла (петрогенного) и рециклированного (переотложенного, литогенного). Высказано предположение, что обломочный циркон, поступавший из протоисточников в песчаники айского уровня, затем, по-видимому, неоднократно подвергался переотложению, так как кристаллы с близкими максимумами на кривой плотности вероятности присутствуют в песчаниках более молодых стратонев типового разреза рифея, вплоть до укской свиты. Наиболее яркое обновление протоисточников обломочного циркона происходило в начале позднего рифея. В аркозовых и субаркозовых песчаниках бирьянской подсвиты зильмердакской свиты присутствует обломочный циркон с теми же возрастными, что и в песчаниках нижнего и среднего рифея, а также циркон новый, характеризующийся палео- и мезопротерозойскими максимумами на кривой плотности вероятности. Небольшая часть такого нового циркона повторяется в оолитовых известняках укской свиты, но некоторое обновление протоисточников фиксируется и здесь. Таким образом, рубеж среднего и позднего рифея ознаменован кардинальной сменой возрастных популяций обломочного циркона, что можно связать, по-видимому, с формированием принципиально новой системы транспортировки кластики в область осадконакопления.

Ключевые слова: Южный Урал, рифей, песчаники, глинистые породы, литохимия, обломочный циркон, рециклинг

DOI: 10.31857/S0024497X25020018, **EDN:** CHXHLX

На примере стратотипа рифея (Башкирский мегантиклинорий, Южный Урал) в 2000–2010 гг. в нашей стране был внедрен в практику исследований осадочных толщ анализ U-Pb изотопных возрастов обломочного циркона и его Lu/Hf систематики [Willner et al., 2003; Кузнецов и др., 2013, 2017; Романюк и др., 2013а, 2013б, 2014; и др.]. В результате представления о составе пород, положении и роли различных питающих провинций в формировании осадочных последовательностей стратотипа рифея были существенно детализированы. По мнению Н.Б. Кузнецова, Т.В. Романюк и их соавторов, источниками обломочного циркона, присутствующего в обломочных породах стратотипа

рифея, являлись палеопротерозойский Волго-Сарматский ороген и другие подобные структуры Восточно-Европейской платформы, а также Тараташский ороген; определенную роль играл и рециклинг (переотложение) кластики из нижнерифейских толщ. Наиболее вероятным источником циркона с архейским и раннепротерозойскими возрастными в оолитовых известняках укской свиты авторы публикации [Зайцева и др., 2022] считают кристаллические породы тараташского комплекса, а для циркона с мезопротерозойскими возрастными в указанной работе впервые предполагается размыв гранитов рапакиви Фенноскандии и пород Свеко-Норвежского орогена.

Однако, несмотря на значительный объем и тщательную проработку фактического материала, с этими представлениями оказались согласны не все. Например, в работе [Краснобаев и др., 2019a] подчеркнута, что интерпретации источников сноса зачастую ограничиваются формальным сопоставлением вещественно-возрастных характеристик обломочных кристаллов циркона с любыми весьма удаленными модельными объектами. По мнению авторов названной публикации, анализ изотопно-геохронологических датировок, содержания U и Th и сравнение возрастных гистограмм первичного циркона из вулканитов рифея и пород тараташского комплекса с обломочным цирконом из песчаников айской свиты нижнего рифея и ашинской серии венда показывает, что вариации возраста циркона и источников кластики во многом сопоставимы. Это дает основание считать, что они регулируются процессами рециклинга, хотя влияние удаленных источников исключить все же нельзя. Следует отметить, что одним из основных аргументов в пользу рециклинга у авторов являются данные, полученные ими в середине 1960-х гг. т.н. α -методом для крупных навесок циркона, т.е. методически и методологически не сопоставимые с современными.

В какой-то мере своеобразен и подход А.А. Краснобаева с соавторами [2019b] к пониманию процессов формирования популяций обломочного циркона. С их точки зрения первичные, часто гетерогенные и дефектные, кристаллы циркона под влиянием механической абразии в основном истираются и исчезают. В результате популяции обломочного циркона имеют ослабленную минералогическую память о первичных источниках, а в предельном случае она может быть полностью потеряна. Это ведет к появлению полихронных сообществ циркона, не имеющих каких-либо признаков принадлежности к конкретным источникам (однако внятных аргументов в пользу и этого тезиса авторы не приводят – *А.В. Маслов*). Вывод из сказанного еще более парадоксален: “При этом открываются безграничные возможности отрабатывать (опробовать) на них (сообществах полихронных кристаллов – *А.В. Маслов*) различные гипотезы, проводить сопоставления их вещественно-геохимических параметров с любыми модельными объектами. В конечном счете, все вновь установленные насыщенные аналитикой генетические связки обычно заканчиваются обрисовкой каких-либо вероятных “первичных” источников... Эти выводы нередко бывают далеки от реальности” [Краснобаев и др., 2019b, с. 22].

В настоящее время известно менее 10 определений U-Pb изотопного возраста обломочного циркона из песчаников различных свит стратотипа рифея [Маслов, 2021]. Ни для одного литостратиграфического уровня нет развертки таких данных по латерали. Между тем для ряда детально исследованных осадочных бассейнов показано, что, в то время как осадочные последовательности прослеживаются без заметных изменений на значительные расстояния, популяции обломочного циркона в них меняются весьма быстро (быстрее, чем в современных крупных реках) и существенно. Это может быть следствием постоянного добавления обломочного материала из проксимальных источников [Parker, Winston, 2017]. Было ли так при формировании осадочных толщ рифея Южного Урала при указанной выше скудности данных о популяциях обломочного циркона, установить невозможно. Если к сказанному добавить, что при анализе возрастных ассоциаций обломочного циркона у нас все еще мало обращают внимания на его способность проходить несколько седиментационных циклов, то мы оказываемся перед достаточно серьезной проблемой, которая так или иначе должна учитываться при всех исследованиях такого рода.

РЕЦИКЛИНГ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА И ОБЛОМОЧНОГО ЦИРКОНА (КРАТКИЙ ОБЗОР)

В отечественной литературе проблема рециклинга обломочного материала освещена все еще недостаточно подробно. Поэтому этот обзор почти полностью базируется на работах зарубежных специалистов. В статье, посвященной классификации песчаников, В.Д. Шутов [1967] указал, что формирование кварцевых песчаников (как наиболее вероятного типа песчаников с существенной долей многократно переотложенного материала – *А.В. Маслов*) происходит в основном за счет разрушения осадочных пород преимущественно кварцевого состава, т.е., говоря современным языком, за счет рециклинга. Характеризуя механизмы вызревания песков в условиях пассивного тектонического режима, В.Н. Шванов [1987] отметил, что основными из них являются развитие кор выветривания в питающих провинциях, длительное переотложение обломочного материала перед окончательным захоронением и прохождение кластикой нескольких седиментационных циклов. Наиболее полно последний механизм рассмотрен, по мнению В.Н. Шванова, в работе [Цехомский, Картенс, 1982]. В монографии И.М. Симановича [1978] вопрос о происхождении кварцевых песков

и песчаников рассмотрен только в общем виде; отмечено, что окатанность зерен обломочного кварца – важный источник информации о неоднократной переработке/переотложении кластики. В целом же такой процесс может вести к уничтожению зерен с разнообразными структурными дефектами и включениями.

В опубликованном почти 70 лет назад втором издании монографии “Осадочные породы” Ф.Дж. Петтиджон указал, что различие между материалом первого седиментационного цикла и кластикой, прошедшей несколько таких циклов, фундаментально, тогда как между обломками пород магматического и метаморфического генезиса менее существенно [Pettijohn, 1957]. Несколько позднее Х. Блатт [Blatt, 1967] высказал мнение, что оценка соотношения в песчаниках обломочного материала первого цикла и продуктов многократного переотложения (рециклинга) является одной из важнейших проблем осадочной петрологии. В этой же публикации внимание специалистов было привлечено и к проблеме устойчивости различных минералов и фрагментов горных пород при транспортировке, так как уже тогда имелись примеры того, что перенос кластики равнинными реками слабо влияет на минеральный состав песков. Следовательно, 10–20% полевого шпата может указывать не на размыв непосредственно кристаллических пород в первом цикле седиментации, а и на эрозию более древних осадочных пород. По разным оценкам песчаники содержат от 25–30 до 80% полициклических зерен [Krynine, 1942; Kuenen, 1959], но реальные ситуации могут быть сложнее [Blatt, 1967].

Появление в конце прошлого века такого инструмента исследования осадочных пород, как массовое датирование обломочного циркона, не только привело к экспоненциальному росту публикаций, посвященных корреляции осадочных толщ, расшифровке питающих провинций, палеогеографическим и палеотектоническим реконструкциям и решению многих других задач, но и привлекло внимание специалистов к проблеме рециклинга [Andersen, 2005]. Обусловлено это с тем, что U-Pb изотопные возрасты обломочного циркона несут информацию о питающих провинциях только в том случае, если связь их с протоисточниками не была микширована рециклингом и другими процессами. В публикации [Pell et al., 1997], где был введен термин “протоисточник”, он определяется как материнская магматическая порода, в которой изначально кристаллизовался циркон. Это определение может быть расширено за счет метаморфизованных разностей таких

пород, но не включает метаосадочные породы. Кроме того, ряд скептиков указывает, что одна из причин, по которой обломочный циркон стал популярным инструментом в исследованиях питающих провинций, заключается, по всей видимости, в том, что зачастую не требуется детальных знаний геологии и геохимии реальных источников кластики, помимо информации о времени их формирования [Andersen et al., 2016].

“Долговечность” циркона в осадочной оболочке априори предполагает, что он может быть многократно заимствован из более древних осадочных/метаосадочных пород [Thomas et al., 2004; Link et al., 2005; Dickinson et al., 2009; Thomas, 2011; Andersen, 2014; Hadlari et al., 2015; Zimmermann et al., 2015; и др.]. Рециклинг обломочного циркона часто приводит к гомогенизации материала из протоисточников, формирование которых разделено длительными интервалами времени, и которые расположены друг от друга на значительных расстояниях. Это в значительной мере препятствует использованию обломочного циркона как индикатора питающих провинций [Andersen et al., 2016, 2022].

Авторами публикации [Dickinson et al., 2009] описан пример статистически неразличимых U-Pb возрастных спектров обломочного циркона из кварцевых песчаников аллювиального генезиса серии Бисби, мел, Аризона, и кварцевых золианитов серии Сан-Рафаэль, юра, Колорадо, показывающий, что основным источником кластики для бассейна Бисби выступали юрские золианиты. Это подтверждает тезис о том, что возрастные спектры обломочного циркона могут быть достаточно точно воспроизведены во время переработки отложений, и сказанное необходимо учитывать при интерпретации питающих провинций.

Т. Андерсен [Andersen, 2013], исходя из результатов исследования U-Pb изотопного возраста, изотопного состава Hf и распределения редких и рассеянных элементов в обломочном цирконе мезопротерозойской формации Эриксфьорд, Гренландия, сделал вывод, что рециклинг древних отложений, перенос кластики на большие расстояния и сходство в эволюции различных континентальных блоков делают обломочный циркон ненадежным индикатором питающих провинций. Связано это с рядом проблем, среди которых указаны: 1) возможное отражение молодыми возрастными популяциями циркона постседиментационных процессов, а не процессов в материнских породах/протоисточниках; 2) частое отсутствие видимой связи “источник → осадок”, рециклирование обломочного циркона через

несколько промежуточных резервуаров, что, так или иначе, микширует признаки протоисточников; 3) различные протоисточники не обязательно могут иметь достаточно разные характеристики, чтобы конкретный обломочный циркон можно было корректно соотнести с конкретным протоисточником. Варьирующее содержание циркона в одних и тех же материнских породах, гидравлическая сортировка и различный размер его зерен, воздействие выветривания на материнские и промежуточные породы также осложняют реконструкцию питающих провинций [Campbell et al., 2005; Moecher, Samson, 2006; Dickinson, 2008; Andersen, 2013; Garzanti et al., 2013; Roigé et al., 2023]. Таким образом, данные об обломочном цирконе могут быть наиболее полезны только в качестве дополнения к другой информации о вмещающих его породах.

Исследование U-Pb и Lu-Hf изотопных характеристик обломочного циркона из рыхлых кайнозойских отложений Южной Африки позволило установить, что хорошо идентифицируемые локальные источники внесли свой вклад в популяции обломочного циркона, тогда как доминирующие в них компоненты (циркон позднепротерозойского и неопротерозойского возрастов) имеют региональное распространение и не могут быть привязаны к конкретным протоисточникам на юге Африки или в ее бывших “соседях по Гондване”. Вместо этого наблюдается смешение и рециклирование кластики из комплексов пород фрагментов суперконтинента в раннем фанерозое, накопление их в карбон-триасовом бассейне Кару и других континентальных бассейнах, а затем вовлечение в новые седиментационные циклы. В итоге данные по обломочному циркону, очевидно, говорят много меньше о системе “источник → осадок”, чем о более ранних циклах эрозии, переноса и осаднения [Andersen et al., 2015, 2016, 2020; Zieger et al., 2019, 2021; Garzanti et al., 2022].

При анализе и интерпретации данных о возрасте популяций обломочного циркона важно помнить, что если обломочный материал сформирован непосредственно за счет эрозии кристаллических пород, то химический и минеральный состав, а также изотопные характеристики осадка могут быть использованы для идентификации источников кластики и картирования путей ее переноса в конечный водоем стока [Andersen et al., 2020, 2022]. Однако рециклинг более древних отложений является важным источником материала, слагающего пески и песчаники [Potter, Pryor, 1961; Blatt, 1967; Pettijohn et al., 1973; Veizer, Jansen, 1979; Garzanti et al., 2022], поэтому там,

где доля такого материала велика, прямая связь между материнской породой и конечным осадком существенно нарушена. Нет сомнения в том, что это будет, так или иначе, видоизменять минералогические, геохимические и изотопные “сигналы” питающих провинций [Cox et al., 1995; Reinhard et al., 2013; Johnson et al., 2018; Haile et al., 2021].

К сожалению, каких-либо четко сформулированных признаков, более или менее однозначно указывающих на проявление процессов рециклирования обломочного циркона, найти в современной литературе нам не удалось. Поэтому далее мы опираемся на ряд косвенных подходов, в разной степени освещенных в большом числе публикаций [Moecher, Samson, 2006; Dickinson, Gehrels, 2008; Bingen et al., 2011; Meinhold et al., 2011; Hadlari et al., 2015; Capaldi et al., 2017; Schwartz et al., 2019; Pereira, Gama, 2021; Zieger et al., 2021; Dröllner et al., 2022; Liu et al., 2022; Lovell-Kennedy et al., 2023; Pipe, 2023; Li et al., 2024; и др.], и анализируем в том числе и природу материала осадочных пород, вмещающих датированные популяции обломочного циркона. Рабочая гипотеза может быть сформулирована следующим образом: если обломочные породы того или иного стратиграфического уровня сложены материалом, прошедшим более одного седиментационного цикла, то и популяции обломочного циркона в них должны быть, вероятнее всего, преимущественно или в основном рециклированными. Проверку ее мы выполним на примере стратотипа рифея, для отдельных стратонов которого имеются данные о U-Pb изотопном возрасте обломочного циркона и валовом химическом составе песчаников и тонкозернистых обломочных пород (глинистых сланцев, аргиллитов и мелкозернистых алевролитов).

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Стратотипический разрез рифея Южного Урала объединяет интра- и перикратонные (?) терригенные и карбонатно-терригенные последовательности бурзянской, юрматинской и каратауской серий [Стратотип..., 1983; Маслов и др., 2001] (рис. 1). Накопление отложений происходило в прибрежно-континентальных, прибрежно- и мелководноморских обстановках. Характеристика типового разреза рифея приводилась в литературе неоднократно, поэтому ниже мы ограничимся предельно краткими сведениями на этот счет, приведенными ранее в публикации [Маслов, 2021].

Бурзянская серия объединяет айскую, саткинскую и бакальскую свиты. Айская свита,

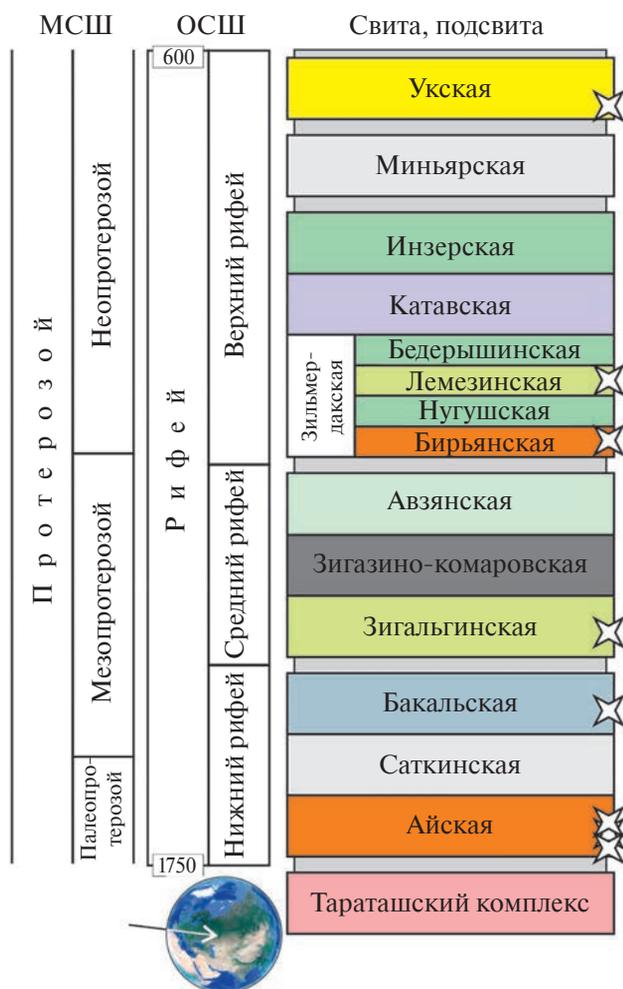


Рис. 1. Стратотипический разрез рифея и положение стратиграфических уровней, для которых датирован обломочный циркон (звездочки).

Свиты: 1 – большеинзерская; 2 – суранская; 3 – юшинская; 4 – машакская.

МСШ – международная хроностратиграфическая шкала [International ..., 2023], ОСШ – Общая стратиграфическая шкала [Общая ..., 2024].

Возраст нижней границы рифея показан в соответствии с представлениями авторов работ [Краснобаев и др., 2013б; Семихатов и др., 2015].

Серый фон – перерывы без указания длительности.

включающая разнообразные обломочные породы и вулканиты, залегает с разрывом и угловым несогласием на метаморфических породах архея–нижнего протерозоя (тараташский комплекс). Метабазальты в ее нижней части содержат циркон с возрастом 1752 ± 11 млн лет [Краснобаев и др., 2013б]. Саткинская свита сложена в основном доломитами и известняками; время раннего диагенеза последних 1550 ± 30 млн лет [Кузнецов и др., 2003]. Бакальская свита представлена внизу глинистыми сланцами с прослоями доломитов и алевролитов, а сверху – несколькими терригенными и карбонатными пачками. Возраст раннего диагенеза

известняков свиты – 1430 ± 30 млн лет [Кузнецов и др., 2008]. В осевой/центральной части мегантиклинория с айской, саткинской и бакальской свитами сопоставляются соответственно большеинзерская (песчаники, глинистые породы, доломиты и известняки), суранская (доломиты, известняки, низкоуглеродистые глинистые сланцы, алевролиты) и юшинская (глинистые породы, алевролиты, песчаники) свиты [Стратотип..., 1983].

На породах бакальской свиты на северо-востоке Башкирского мегантиклинория с перерывом и угловым несогласием залегают кварцитовидные песчаники зигальгинской свиты юрматинской серии. В осевой части мегантиклинория ниже них присутствует машакская свита. Она с угловым несогласием залегает на юшинской свите нижнего рифея и представлена в основном терригенными породами (песчаниками, алевролитами и конгломератами), метабазальтами и метариолитами. Циркон метариолитов имеет U-Pb возраст 1383 ± 3 , 1386 ± 5 и 1386 ± 6 млн лет [Краснобаев и др., 2013а]. Зигальгинские песчаники согласно перекрыты глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками зигазино-комаровской свиты. U-Pb (Pb-Pb) изотопный возраст раннедиагенетических фосфоритовых конкреций из ее основания составляет 1330 ± 20 млн лет [Овчинникова и др., 2013]. Завершает разрез серии авзыанская свита, включающая несколько карбонатных и алюмосиликокластических толщ. По хемостратиграфическим данным [Bartley et al., 2007], формирование их происходило не позднее ~ 1270 млн лет назад.

Каратауская серия в стратотипической местности включает зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую и укскую свиты. Первая объединяет аркозовые песчаники с прослоями гравелитов, конгломератов и алевролитов (бирьянская подсвита), пачки переслаивания песчаников, алевролитов и глинистых сланцев (нугушская и бедерышинская подсвиты), а также толщу кварцевых песчаников (лемезинская подсвита). Катавская свита сложена глинистыми известняками и мергелями. Данных об их возрасте нет. Инзерская свита представлена пачками глауконито-кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов, в нижней ее части в некоторых разрезах есть толща сероцветных известняков (т.н. подинзерские слои), фациально замещающаяся толщей мелкозернистых красно- и пестроцветных песчаников [Маслов, 1988]. Rb-Sr изотопный возраст раннедиагенетического иллита из аргиллитов инзерской свиты составляет 805–835 млн лет [Горохов и др., 2019]. Ранний диагенез в известняках

подинзерских слоев происходил 844 ± 24 млн лет назад [Kuznetsov et al., 2017]. Миньярская свита сложена в основном доломитами, Pb-Pb изотопный возраст которых равен 820 ± 77 млн лет [Kuznetsov et al., 2017]. Укская свита в нижней части представлена аргиллитами, песчаниками и алевролитами с прослоями карбонатных пород, а в верхней – преимущественно известняками. Изохронный K-Ag и Rb-Sr возраст глауконита из песчаников укской свиты соответственно 669 ± 16 и 664 ± 11 млн лет [Зайцева и др., 2008]. Глауконит из песчаников вышележащей бакеевской свиты, залегающей на укской свите с небольшим перерывом, имеет Rb-Sr возраст 642 ± 11 млн лет [Зайцева и др., 2019].

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Литохимические особенности обломочных пород стратиграфических уровней, охарактеризованных датировками обломочного циркона

Имеющаяся в нашем распоряжении аналитическая база несколько различна: для каких-то

уровней стратотипа есть сведения о содержании основных породообразующих оксидов только в песчаниках (например, зигальгинская свита), для других такая информация есть и для песчаников, и для ассоциирующих с ними глинистых пород (айская свита, бирьянская и лемезинская подсвиты зильмердакской свиты). Данных по валовому химическому составу глинистых пород укской свиты для корректного анализа у нас недостаточно, а для песчаников их нет совсем.

Среднее содержание SiO_2 для всей выборки песчаников айской, зигальгинской и зильмердакской свит ($n = 107$) равно 91.09 ± 9.33 мас. %. Содержание TiO_2 варьирует в ней от 0.02 до 0.82 мас. %. Величина Al_2O_3 среднее составляет 3.70 ± 4.04 мас. %. Среднее содержание трех- и двухвалентного железа весьма невелико (0.77 ± 0.94 и 0.44 ± 0.49 мас. %). Максимальное содержание MnO равно 0.12, а минимальное – меньше 0.01 мас. %. Содержание оксидов магния и кальция в песчаниках рифея заметно варьирует (0.34 ± 0.47 и 0.42 ± 0.79 мас. %), но в целом невелико. Также весьма заметно различается в песчаниках различных стратиграфических

Таблица 1. Среднее, минимальное и максимальное содержание основных породообразующих оксидов в песчаниках различных стратиграфических уровней стратотипа рифея

Компонент, мас. %	Свита, подсвита			
	айская	зигальгинская	бирьянская	лемезинская
SiO ₂	71.66 ± 4.10 67.30–80.90	97.40 ± 0.70 96.10–98.58	90.59 ± 7.39 71.01–96.71	96.56 ± 1.29 92.60–98.34
TiO ₂	0.49 ± 0.18 0.27–0.82	0.13 ± 0.14 0.02–0.45	0.16 ± 0.16 0.04–0.63	0.05 ± 0.02 0.02–0.13
Al ₂ O ₃	11.73 ± 1.72 8.60–15.07	0.59 ± 0.31 0.10–1.28	4.18 ± 3.35 1.63–13.82	1.28 ± 0.47 0.40–2.79
Fe ₂ O ₃	1.16 ± 0.98 0.03–4.00	0.12 ± 0.11 0.001–0.32	1.10 ± 1.19 0.20–4.15	0.46 ± 0.21 0.15–1.10
FeO	1.27 ± 0.78 0.28–2.74	0.59 ± 0.20 0.20–0.94	0.25 ± 0.25 0.10–1.11	0.31 ± 0.34 0.10–1.67
MnO	0.03 ± 0.02 0.01–0.09	0.01 ± 0.01 0.001–0.02	0.02 ± 0.02 0.001–0.12	0.01 ± 0.01 0.01–0.04
MgO	1.32 ± 0.68 0.20–2.20	0.23 ± 0.24 0.001–0.76	0.22 ± 0.22 0.07–1.21	0.17 ± 0.13 0.001–0.65
CaO	1.82 ± 1.57 0.27–4.77	0.16 ± 0.10 0.001–0.41	0.26 ± 0.40 0.001–2.16	0.22 ± 0.13 0.07–0.64
Na ₂ O	1.83 ± 0.59 0.31–2.89	0.08 ± 0.05 0.02–0.18	0.07 ± 0.06 0.01–0.30	0.09 ± 0.13 0.01–0.65
K ₂ O	5.87 ± 0.66 4.80–6.84	0.19 ± 0.12 0.001–0.52	1.90 ± 1.89 0.20–7.50	0.35 ± 0.21 0.14–1.06
P ₂ O ₅	0.16 ± 0.05 0.08–0.26	0.03 ± 0.05 0.001–0.21	0.08 ± 0.03 0.03–0.20	0.02 ± 0.01 0.001–0.07
<i>n</i>	11	15	48	33

Примечание. Здесь и в табл. 2 в числителе – среднее арифметическое и стандартное отклонение ($\pm 1\sigma$), в знаменателе – минимальное и максимальное содержание; *n* – число проанализированных образцов.

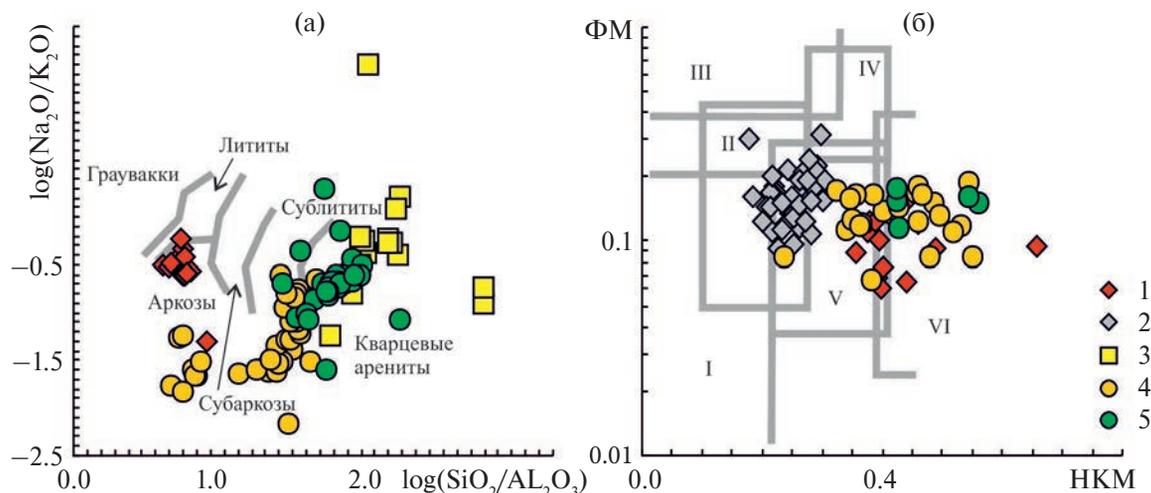


Рис. 2. Положение фигуративных точек песчаников и глинистых пород стратотипа рифея на классификационных диаграммах $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (а) и НКМ–ФМ (б).

Свиты и подсвиты: 1 – айская; 2 – бакальская; 3 – зигальгинская; 4 – бирьянская; 5 – лемезинская.

(б) – поля состава глинистых пород: I – преимущественно каолиновые, II – преимущественно смектитовые с примесью каолинита и иллита, III – преимущественно хлоритовые с примесью Fe-иллита, IV – хлорит-иллитовые, V – хлорит-смектит-иллитовые, VI – иллитовые со значительной примесью тонкорастертых полевых шпатов.

уровней содержание Na_2O и K_2O – 0.29 ± 0.61 и 1.66 ± 2.15 мас. %. Среднее, минимальное и максимальное содержание перечисленных оксидов и P_2O_5 в песчаниках айской, зигальгинской и зильмердакской свит приведены в табл. 1.

На классификационной диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ [Pettijohn et al., 1973] точки состава песчаников айской свиты сосредоточены в поле аркозов, точки песчаников зигальгинской свиты и лемезинской подсвиты зильмердакской свиты локализованы в основном в поле кварцевых песчаников, а фигуративные точки песчаников бирьянской подсвиты присутствуют как в поле аркозов, так и субаркозов (рис. 2а).

Среднее содержание SiO_2 для выборки алеврито-глинистых пород айской, бакальской и зильмердакской свит ($n = 88$) равно 61.69 ± 4.78 мас. % (минимум – 49.97, максимум – 75.80 мас. %). Содержание TiO_2 варьирует от 0.29 до 1.03 мас. %. Величина Al_2O_3 среднее равна 17.82 ± 2.88 мас. %. Оба параметра, SiO_2 среднее и Al_2O_3 среднее, соответствуют их значениям для типичных глинистых пород [Юдович, Кетрис, 2000]. Среднее содержание Fe_2O_3 и FeO составляет соответственно 3.02 ± 1.83 и 3.52 ± 2.50 мас. %. Максимальное содержание FeO достигает 10.41 мас. %. Содержание

MgO и CaO варьирует от 0.20 до 4.20 и от 0.07 до 4.24 мас. %. Среднее содержание Na_2O заметно меньше, чем K_2O – 0.75 ± 0.77 и 5.13 ± 1.70 мас. %. Величина P_2O_5 среднее равна 0.14 ± 0.08 мас. %. Среднее, минимальное и максимальное содержание основных породообразующих оксидов в алеврито-глинистых породах айской, бакальской и зильмердакской свит приведены в табл. 2.

На классификационной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ – $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ (диаграмма НКМ–ФМ¹ [Юдович, Кетрис, 2000]) фигуративные точки тонкозернистых обломочных пород айской свиты и бирьянской подсвиты зильмердакской свиты расположены в основном в полях V (хлорит-смектит-иллитовые глины) и VI (иллитовые глины со значительной примесью тонкорастертых полевых шпатов) (см. рис. 2б). Точки состава глинистых сланцев бакальской свиты сконцентрированы преимущественно в полях I (преимущественно каолиновые глины) и V, а алеврито-глинистых пород лемезинской подсвиты зильмердакской свиты – в поле VI.

Величина индекса химического изменения $\text{ICV} = (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)/\text{Al}_2\text{O}_3$ [Cox et al., 1995] в индивидуальных образцах тонкозернистых обломочных пород айской свиты варьирует от 0.73 до 1.30

¹ В данной работе используются основные петрохимические модули, характеристику которых можно найти в монографии [Юдович, Кетрис, 2000]: общей щелочности, НКМ = $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$; фемический, ФМ = $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$; титановый, ТМ = $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$; железный, ЖМ = $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$; гидролизатный, ГМ = $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$.

Таблица 2. Среднее, минимальное и максимальное содержание основных породообразующих оксидов в глинистых породах различных стратиграфических уровней стратотипа рифея

Компонент, мас. %	Свита, подсвита			
	айская	бакальская	бирьянская	лемезинская
SiO ₂	65.61 ± 3.01 60.50–70.00	59.72 ± 3.36 49.97–66.09	62.93 ± 6.30 51.63–75.80	61.24 ± 2.37 58.00–63.80
TiO ₂	0.71 ± 0.12 0.38–0.90	0.80 ± 0.09 0.47–1.03	0.60 ± 0.14 0.29–0.90	0.80 ± 0.07 0.68–0.88
Al ₂ O ₃	15.52 ± 1.13 13.44–17.00	19.38 ± 1.52 12.80–21.77	16.87 ± 4.00 11.03–26.34	15.61 ± 1.09 14.48–17.20
Fe ₂ O ₃	1.91 ± 1.15 0.30–4.90	2.08 ± 0.96 0.68–3.95	5.40 ± 1.22 2.34–7.20	3.28 ± 1.21 2.00–5.25
FeO	2.76 ± 0.79 1.29–4.18	5.45 ± 1.93 2.00–10.41	0.72 ± 0.33 0.14–1.29	2.26 ± 1.08 0.86–3.52
MnO	0.03 ± 0.01 0.01–0.05	0.06 ± 0.04 0.01–0.18	0.05 ± 0.06 0.01–0.29	0.12 ± 0.02 0.10–0.15
MgO	1.73 ± 0.96 0.20–3.00	1.66 ± 0.43 0.90–2.92	2.11 ± 0.83 0.26–3.87	3.46 ± 0.72 2.47–4.20
CaO	1.04 ± 1.07 0.27–4.24	0.41 ± 0.62 0.07–4.04	0.48 ± 0.53 0.07–2.24	1.40 ± 1.01 0.54–3.15
Na ₂ O	1.89 ± 0.59 0.47–2.67	0.62 ± 0.44 0.10–2.16	0.12 ± 0.09 0.05–0.51	1.44 ± 1.22 0.10–3.36
K ₂ O	4.70 ± 1.56 2.71–8.85	4.23 ± 1.03 2.13–6.04	6.88 ± 1.43 2.74–9.43	5.96 ± 1.35 4.59–8.00
P ₂ O ₅	0.17 ± 0.05 0.12–0.30	0.09 ± 0.05 0.04–0.30	0.18 ± 0.08 0.03–0.38	0.25 ± 0.10 0.14–0.40
<i>n</i>	15	44	24	5

(Fe₂O₃* – суммарное железо в виде Fe₂O₃). Примерно так же ведут себя значения ICV для глинистых пород бакальской свиты и бирьянской подсвиты зильмердакской свиты (соответственно 0.57...1.42 и 0.68...1.47). Средние величины ICV для указанных трех стратиграфических уровней стратотипа рифея равны 0.97 ± 0.16 , 0.83 ± 0.16 и 1.01 ± 0.29 . Это показывает, что в их составе наряду с глинистыми компонентами присутствует и определенная доля неглинистых минералов. Тонкозернистые обломочные породы лемезинской подсвиты характеризуются более высокой долей таких компонентов: значения ICV в них варьируют от 0.99 до 1.39 (рис. 3а).

Возраст популяций обломочного циркона в обломочных породах стратотипа рифея

Ниже мы оперируем только U-Pb изотопными возрастными обломочного циркона, так как информация об изотопном составе Hf и содержании редких и рассеянных элементов в цирконе имеется не для всех рассматриваемых в статье стратиграфических уровней. Мы также не преследуем цели верифицировать те или иные представления о конкретных источниках обломочного циркона.

Поскольку Тараташский выступ считается фрагментом цоколя Восточно-Европейской платформы, то можно думать, что и там и там проявились достаточно сходные по своему характеру и времени процессы.

Циркон из обломочных пород айской свиты выделен и датирован для двух ее стратиграфических уровней – навьшского и чудинского (соответственно первая и третья снизу подсвиты в классической схеме М.И. Гараня [1969]). В песчаниках навьшской подсвиты обломочный циркон (89 конкордантных датировок) образует на кривой относительной плотности вероятности максимумы (здесь и далее, за исключением бакальской свиты, максимумы рассчитаны для 3 и более зерен) ~2064, ~2478, 2737 и 2938 млн лет [Кузнецов и др., 2013]. Обломочный циркон, выделенный из пород чудинской подсвиты (60 конкордантных датировок), характеризуется хорошо выраженным максимумом 2055 млн лет [Романюк и др., 2018а]. Обломочный циркон из песчаного матрикса конгломератов (19 конкордантных анализов) и кварцевых песчаников (55 датировок) айской свиты в бассейне р. Ушат обладает только

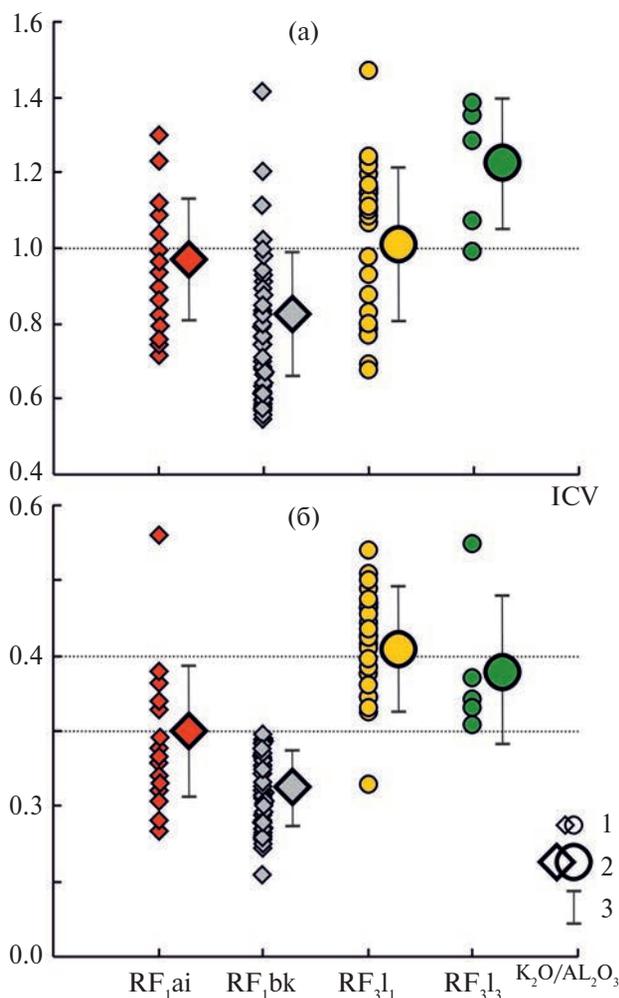


Рис. 3. Значения ICV (а) и K_2O/Al_2O_3 (б) в тонкозернистых обломочных породах айской, бакальской и зильмердакской свит.

1 – индивидуальные образцы; 2 – усредненные значения; 3 – стандартное отклонение ($\pm 1\sigma$).

Свиты, подсвиты: RF₁ai – айская; RF₁bk – бакальская; RF₃l₁ – бирьянская; RF₃l₃ – лемезинская.

одним достоверным пиком – 2129 млн лет [Романюк и др., 2018б]. Таким образом, в целом для обломочного циркона из песчаников и конгломератов всей айской свиты характерны следующие максимумы возрастов на кривой относительной вероятности – 2055, 2063, 2070, 2129, 2476, 2705, 2760 и 2942 млн лет. Источниками обломочного циркона являлись, по всей видимости, породы Волго-Сарматского и более удаленных орогенов палеопротерозоя, реликты которых известны на Восточно-Европейской платформе [Романюк и др., 2014].

Обломочный циркон из бакальской свиты (60 конкордантных датировок) имеет на кривой относительной плотности вероятности максимумы 1923, 2038 (преобладающая популяция),

2547 и 2744 млн лет [Романюк и др., 2016]. Материнскими для него породами могли выступать диориты и граниты Волго-Сарматского орогена при подчиненной роли карбонатитов и лейкогранитов.

Обломочный циркон (65 конкордантных датировок), выделенный из песчаников зигальгинской свиты, обладает максимумами на кривой плотности вероятности 1787, 2002, 2128, 2477, 2734 и 2936 млн лет [Кузнецов и др., 2017]. Совпадение наиболее древних возрастных максимумов циркона в ниже- и среднерифейских песчаниках Башкирского мегантиклинория дало основание авторам указанной работы сделать вывод, что циркон архейского возраста в породах зигальгинской свиты, скорее всего, рециклирован из отложений нижнего рифея, а не является результатом размыва непосредственно архейских комплексов. В пользу сказанного свидетельствует и то, что в Бакало-Саткинском районе Башкирского мегантиклинория зигальгинская свита залегает с размывом амплитудой до 800 м на породах бакальской свиты [Сергеев, 1963 и др.]; последние как раз и могли быть промежуточным резервуаром обломочного циркона, рециклированного затем в зигальгинские песчаники. Источниками циркона с палеопротерозойскими возрастными выступали, по мнению авторов работы [Кузнецов и др., 2017], по всей видимости, Волго-Сарматский (удаленный источник) и Тараташский (локальный/уральский источник) орогены.

На кривой плотности вероятности обломочный циркон из песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты (103 конкордантных датировки) демонстрирует максимумы 1054, 1170, 1237, 1252, 1338, 1388, 1474, 1502, 1538, 1589, 1654, 1741, 1787, 1834, 1987, 2038, 2090 и 2814 млн лет [Маслов и др., 2018]. Это первый уровень в стратотипе рифея, в породах которого появляется обломочный циркон с мезопротерозойскими возрастными.

Обломочный циркон из песчаников лемезинской подсвиты зильмердакской свиты (66 конкордантных датировок) характеризуется максимумами на кривой плотности вероятности 1850, 2036 и 2714 млн лет [Романюк и др., 2013а, 2013б]. Источниками циркона с указанными возрастными Т.В. Романюк с соавторами считают кристаллические комплексы фундамента Волго-Уральской области Восточно-Европейской платформы, среди которых преобладали породы, состав которых был близок к составу тоналитов, гранодиоритов и сиенитов. Качественное и количественное сравнение возрастов обломочного циркона в песчаниках айской свиты и лемезинской подсвиты

показало отсутствие статистически значимого сходства; это предполагает, что вклад питающих провинций в формирование осадочных толщ рифея претерпел изменения во времени [Рома-нюк и др., 2013б].

По данным Т.С. Зайцевой с соавторами [2022], на кривой относительной вероятности возрастов обломочного циркона, выделенного из оолитовых известняков нижней подсвиты укской свиты (общее число конкордантных датировок – 96), присутствуют максимумы ~1.14, 1.37, 1.50, 1.78, 1.83, 1.88, 1.92, 2.01, 2.41, 2.70 и 2.74 млрд лет. Наиболее вероятным источником циркона с архейскими и раннепротерозойскими возрастами авторы указанной работы рассматривают кристаллические породы тараташского комплекса фундамента Восточно-Европейской платформы. Источниками циркона с возрастом 1.62–1.13 млрд лет в пределах Балтики авторы предполагают граниты рапакиви Фенноскандии и породы Свеко-Норвежского орогена, либо неизвестный континентальный блок, аккрецированный к Балтике во время гренвильской орогении [Kuznetsov et al., 2014].

ОБСУЖДЕНИЕ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

В область седиментации поступают как продукты размыва кристаллических (магматических и метаморфических) пород – это т.н. “first cycle” материал/петрогенная кластика, так и продукты размыва пород осадочных/метаосадочных, представляющие рециклированный/литогенный материал [Veizer, 1984; Taylor, McLennan, 1985; Veizer, Jansen, 1985; Cox, Lowe, 1995; Cox et al., 1995; Юдович, Кетрис, 2000; Geochemistry..., 2003]. Длительное переотложение приводит к обогащению осадков химически и механически наиболее зрелыми компонентами (кварц, иллит, циркон и др.). Петрогенные обломочные породы часто также содержат существенное количество кварца, но наряду с ним в их составе в значительном количестве присутствуют полевые шпаты [Маслов и др., 2016 и ссылки там].

Разграничение “литогенных” и “петрогенных” пород традиционными петрографическими методами считается довольно непростой задачей, хотя, как будто бы очевидно, что кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники, обладающие высокой структурной зрелостью [Pettijohn et al., 1973; Шванов, 1987; и др.] являются породами, скорее всего, “литогенными”. В случаях же присутствия в разрезах других типов песчаников

(граувакки, аркозы, литарениты и т.п.), а также глинистых пород, для расшифровки природы слагающей их кластики необходимо привлечение литогеохимических подходов.

Так, например, по представлениям Р. Кокса с соавторами [Cox, Lowe, 1995; Cox et al., 1995], тонкозернистые обломочные/глинистые породы, сложенные многократно переотложенным материалом, характеризуются значениями $K_2O/Al_2O_3 < 0.3$. Напротив, в “петрогенных” глинах K_2O содержится преимущественно в тонкорастертых полевых шпатах и благодаря этому величина K_2O/Al_2O_3 в них > 0.4 . Однако следует помнить, что это же свойственно и глинистым породам областей аридного климата [Дриц, Косовская, 1991; Юдович, Кетрис, 2000].

В индивидуальных образцах тонкозернистых обломочных пород айского стратиграфического уровня значения K_2O/Al_2O_3 варьируют от 0.18 до 0.56; средняя величина данного параметра равна 0.30 ± 0.09 . Глинистые сланцы бакальской свиты характеризуются средним значением K_2O/Al_2O_3 0.22 ± 0.05 . Минимальная величина K_2O/Al_2O_3 в породах этого стратиграфического уровня составляет 0.11, максимальная – 0.29. В тонкозернистых обломочных породах бирьянской подсвиты зильмердакской свиты величина $K_2O/Al_2O_{3\text{среднее}}$ составляет 0.41 ± 0.08 , а индивидуальные образцы показывают разброс значений данного параметра от 0.23 до 0.54. Наконец, алевроито-глинистые породы лемезинской подсвиты той же свиты характеризуются величиной $K_2O/Al_2O_{3\text{среднее}}$, равной 0.38 ± 0.10 (минимальное значение – 0.31, максимальное – 0.55) (см. рис. 3б). Таким образом, исходя из сформулированного в публикациях [Cox, Lowe, 1995; Cox et al., 1995] критерия, глинистые сланцы бакальской свиты сложены преимущественно литогенным материалом, глинистые сланцы айской свиты содержат некоторую долю петрогенного (?) материала, а в тонкозернистых обломочных породах бирьянской подсвиты зильмердакской свиты последний преобладает. Природа тонкой алюмосиликокластики лемезинского стратиграфического уровня, значения K_2O/Al_2O_3 которой находятся между 0.31 и 0.55, уверенной интерпретации не поддается.

Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [2000, 2011] было показано, что в “петрогенных” породах (как песчаных, так и глинистых), как правило, сохраняются существовавшие в исходных магматических породах корреляционные связи между основными петрогенными оксидами и петрохимическими модулями. Например, между ТМ

и ЖМ наблюдается положительная корреляция, а между НКМ и ГМ – отрицательная. В породах, прошедших более одного седиментационного цикла, эти связи пропадают. Ниже при определении статистической значимости корреляционной связи использованы критические значения коэффициентов корреляции r_{xy} для 5%-го уровня значимости и числа степеней свободы $f = n - 2$ [Соловов, Матвеев, 1985].

Песчаники айской свиты (число проб в выборке $n = 13$) характеризуются статистически

значимой положительной корреляцией между титановым и железным модулями ($r = 0.712$) и статистически значимой отрицательной связью между НКМ и ГМ ($r = -0.707$) (рис. 4а, 4б). В песчаниках зигальгинской свиты ($n = 15$) статистически незначимая положительная корреляция между ТМ и ЖМ статистически незначимая ($r = 0.179$), и также незначимая отрицательная корреляция между модулями общей щелочности и гидролизатным ($r = -0.476$) (см. рис. 4в, 4г). Песчаникам бирьянской

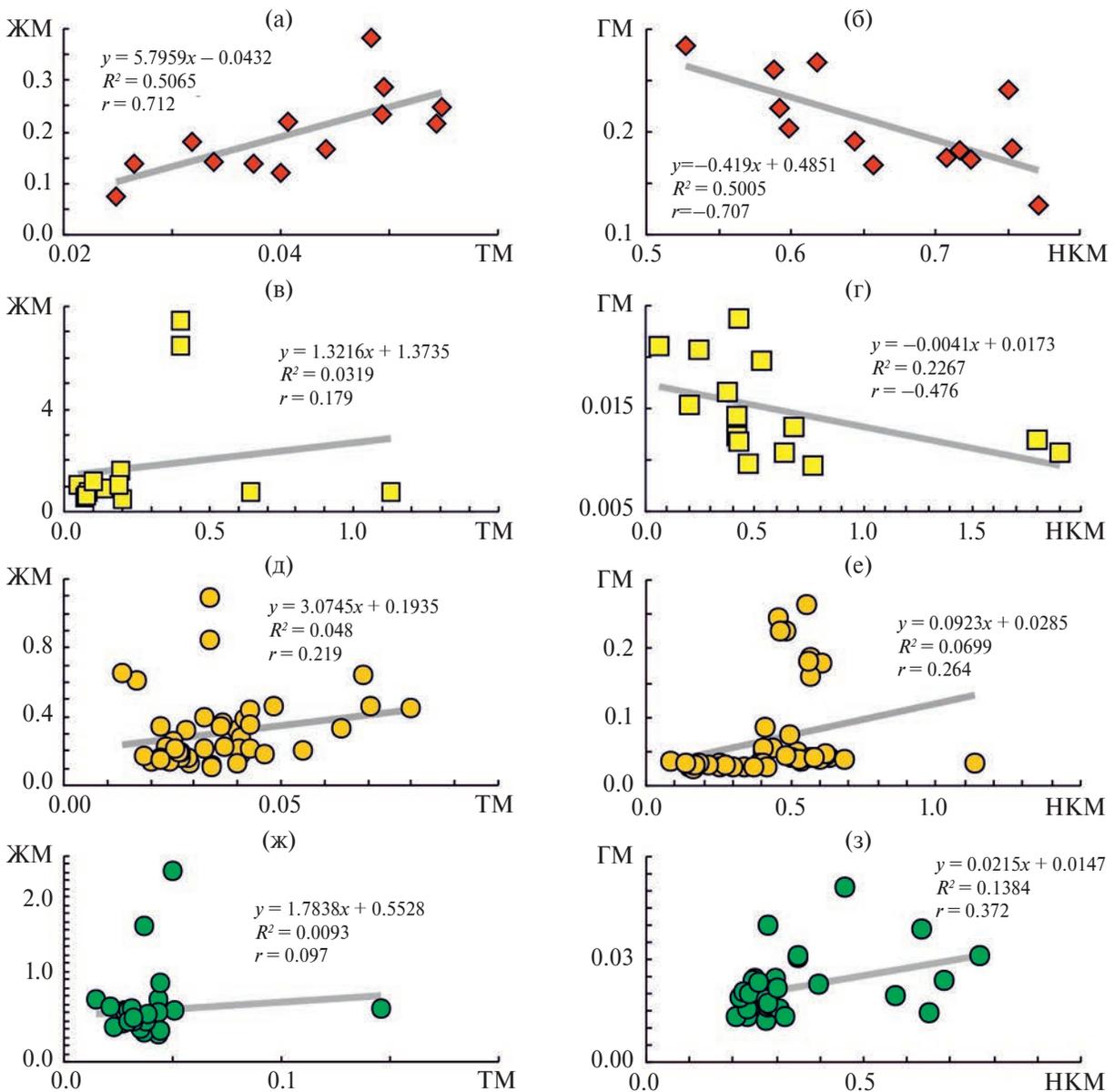


Рис. 4. Соотношение ТМ и ЖМ (а, в, д, ж), НКМ и ГМ (б, г, е, з) в песчаниках айской, зигальгинской и зильмердакской свит.

Свита, подсветка: а, б – айская, в, г – зигальгинская, д, е – бирьянская, ж, з – лемезинская. Условные обозначения см. рис. 2.

подсвиты зильмердакской свиты ($n = 46$) свойственна статистически незначимая положительная корреляция между обеими парами модулей ($r_{\text{ТМ-ЖМ}} = 0.219$, $r_{\text{НКМ-ГМ}} = 0.264$) (см. рис. 4д, 4е). В песчаниках лемезинской подсвиты зильмердакской свиты корреляция между ТМ и ЖМ практически отсутствует ($r = 0.097$), а между модулями НКМ и ГМ – статистически значимая положительная ($r = 0.372$) (см. рис. 4ж, 4з). С учетом предложенных в монографии [Юдович, Кетрис, 2000] критериев, из приведенных данных можно сделать вывод о том, что песчаники айской

свиты сложены преимущественно петрогенным материалом, тогда как в песчаниках трех других стратиграфических уровней стратотипа рифея преобладает литогенная/неоднократно рециклированная кластика.

Глинистые сланцы айской свиты ($n = 15$) показывают статистически незначимую положительную корреляцию ТМ и ЖМ ($r = 0.266$), а также НКМ и ГМ ($r = 0.225$) (рис. 5а, 5б). Глинистые сланцы бакальской свиты ($n = 44$) характеризуются отсутствием корреляции между ТМ и ЖМ ($r = -0.006$), а между НКМ и ГМ для их выборки

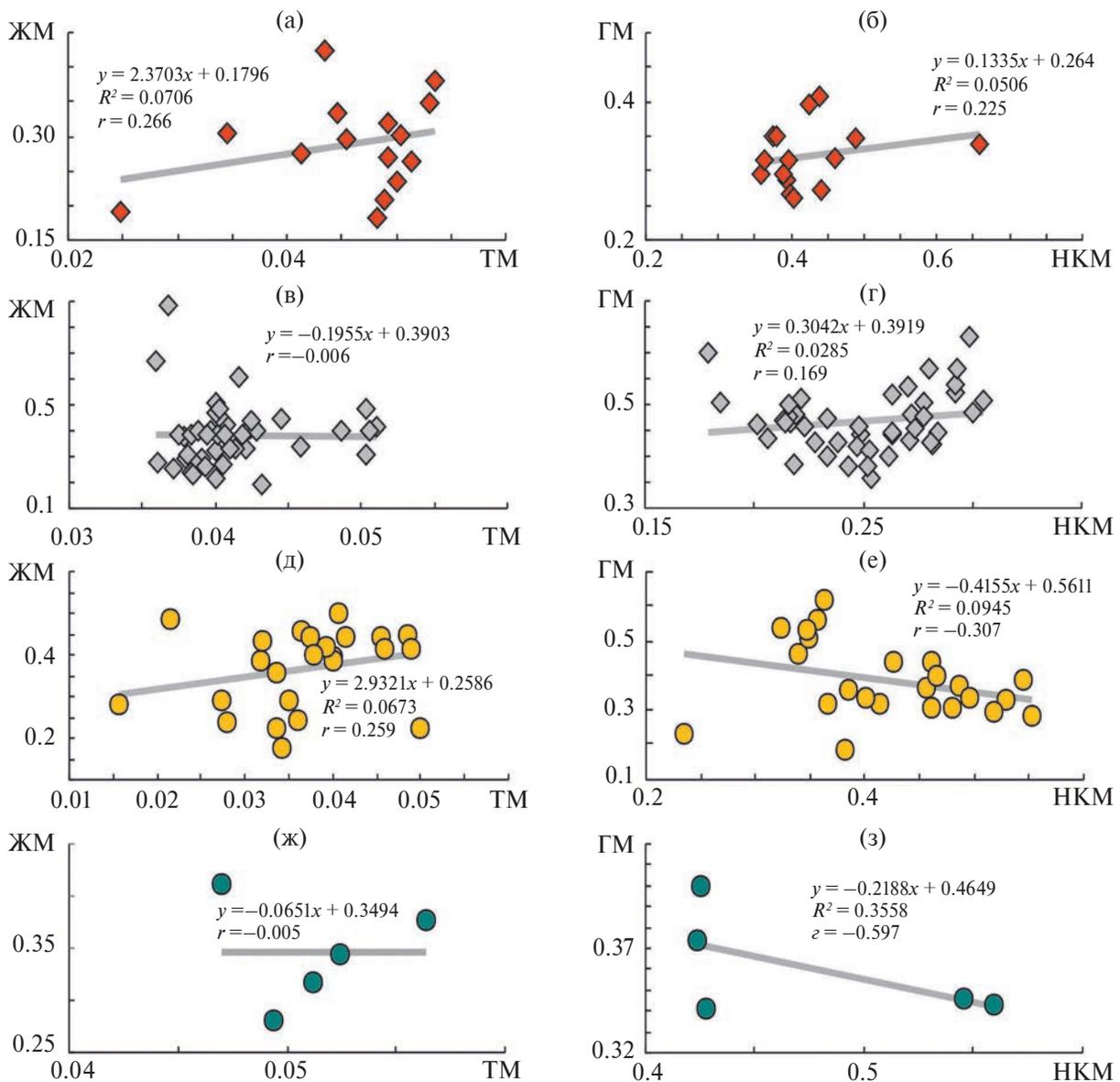


Рис. 5. Соотношение ТМ и ЖМ (а, в, д, ж), НКМ и ГМ (б, г, е, з) в глинистых породах айской, бакальской и зильмердакской свит.

Свита, подсвита: а, б – айская, в, г – бакальская, д, е – бирьянская, ж, з – лемезинская. Условные обозначения см. рис. 2.

наблюдается статистически незначимая положительная корреляция ($r = 0.169$) (см. рис. 5в, 5г). Тонкозернистые обломочные породы бирьянской подсвиты зильмердакской свиты ($n = 24$) демонстрируют статистически незначимые положительную корреляцию между ТМ и ЖМ и отрицательную корреляцию между НКМ и ГМ ($r = -0.307$) (см. рис. 5д, 5е). Статистически незначимые связи между теми же парами модулей характерны и для тонкозернистых обломочных пород ($n = 5$) лемезинской подсвиты зильмердакской свиты (см. рис. 5ж, 5з). Все сказанное позволяет, на основе представлений Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [2000], считать, что в составе глинистых пород всех рассмотренных выше стратиграфических уровней стратотипа рифея преобладает литогенный материал.

Ранее нами [Маслов и др., 2005] было показано, что после исключения из рассмотрения стратонев с преимущественно карбонатными породами, доля пород с преобладанием петрогенных компонентов как в раннем, так и в среднем и позднем рифее составляет немногим больше 50% суммарной мощности отложений. Таким образом, при формировании осадочных последовательностей бурзяния, юрматиния и каратавия, объем петрогенного материала, образованного за счет размыта архейско-раннепротерозойских кристаллических комплексов цоколя Восточно-Европейской платформы, был примерно постоянным. Положение стратиграфических уровней с преобладанием в породах петрогенной кластики в разрезах осадочных серий рифея Южного Урала несколько различно. В раннем и среднем рифее такие породы тяготеют к началу крупных седиментационных циклов, тогда как в позднем рифее они появляются только после того, как был сформирован мощный комплекс аркозов и субаркозов бирьянской подсвиты зильмердакской свиты.

Представленные выше данные показывают, что тонкозернистые обломочные породы айской и бакальской свит, а также бирьянской и лемезинской подвит зильмердакской свиты сложены в основном рециклированным/литогенным материалом. Это же свойственно песчаникам зигальгинской и зильмердакской свит, а также, вероятно, и песчаникам бакальской свиты, как можно заключить на основе данных о литохимических особенностях ассоциирующих с ними глинистых пород. Только песчаники айской свиты являются, по литохимическим критериям, породами первого седиментационного цикла. Скорее всего, они накопились

в результате поступлению материала преимущественно из локальных источников, продукты эрозии и размыва которых транспортировались в область седиментации короткими водотоками. Глинистые породы айской свиты сложены тонкой алюмосиликокластикой, поступавшей в конечный водоем стока со значительно больших по площади водосборов, чем те, что продуцировали песчаный материал. Это достаточно типичная и многократно описанная в литературе ситуация [Cullers, 1995, 2000, 2002; и др.]. Таким образом, можно думать, что песчаники айской свиты в основном содержат обломочный циркон, возраст которого отражает возраст протоисточников, хотя, конечно, в них может присутствовать и рециклированный материал. Песчаники бакальской, зигальгинской и зильмердакской свит, поскольку в них и в ассоциирующих с ними глинистых породах преобладает литогенный материал, должны иметь популяции рециклированного обломочного циркона, хотя это не исключает и присутствия в них некоторой доли циркона, заимствованного непосредственно из кристаллических пород.

Обратимся еще раз к распределению максимумов возрастов популяций обломочного циркона на кривой относительной вероятности в песчаниках различных стратиграфических уровней стратотипа рифея (рис. 6). На этом же рисунке по данным [Краснобаев и др., 2019а, 2019б] показаны максимумы возрастов циркона различных магматических и метаморфических ассоциаций тараташского комплекса (2.81, 2.75, 2.68, 2.57, 2.45, 2.42, 2.35, 2.26, 2.19, 2.04 и 1.92 млрд лет), айской свиты (“большая часть кристаллов в пробах айских базальтов относится к интервалу 1297–2053 млн лет, учитывающему датировки и измененных зерен” [Краснобаев и др., 2019а, с. 416]), бердяушского, рябиновского, губенского и ахмеровского комплексов, а также риолитов и базальтов машакской свиты (~1.38 млрд лет), которые А.А. Краснобаев с соавторами считают местными/уральскими источниками датированных цирконов.

Как было отмечено выше, в песчаниках айской свиты максимумы возрастов обломочного циркона на кривой относительной вероятности составляют 2055, 2063, 2070, 2129, 2476, 2705, 2760 и 2942 млн лет. Последний из перечисленных максимумов не фиксируется в популяции обломочного циркона песчаников бакальской свиты, но очень близкое к нему значение возраста есть среди зерен обломочного циркона песчаников зигальгинского уровня (2936 млн лет).

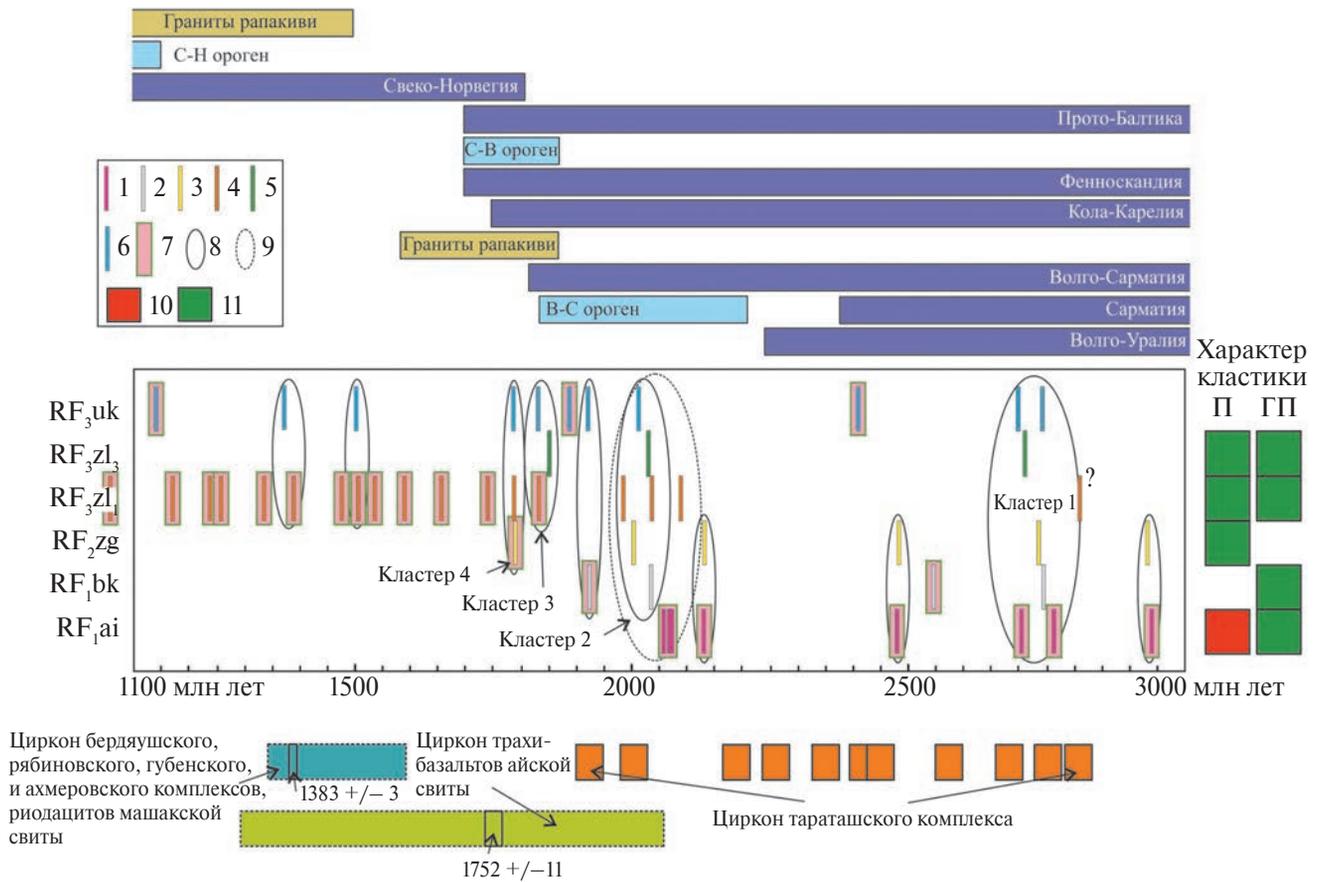


Рис. 6. Распределение максимумов возрастов обломочного циркона, выделенных из песчаников айской, бакальской, зигальгинской, зильмердакской и укской свит, на кривой плотности вероятности.

1–6 – максимумы возрастов обломочного циркона (1 – айская свита, 2 – бакальская свита, 3 – зигальгинская свита, 4 – бирьянская подсвита зильмердакской свиты, 5 – лемезинская подсвита той же свиты, 6 – укская свита); 7 – впервые появляющиеся максимумы возрастов обломочного циркона (протоисточники?); 8, 9 – кластеры максимумов возрастов обломочного циркона (8 – наиболее вероятные, 9 – предполагаемые); 10, 11 – характер поступавшей в область осадконакопления кластики (10 – петрогенный материал, 11 – литогенный материал).

П – песчаники, ГП – глинистые породы.

Вверху – интервалы возрастов кристаллических комплексов древних коровых блоков, спаявших их орогенов и анорогенных гранитов рапакиви, рассматривающихся рядом авторов как источники обломочного циркона в породах стратотипа рифея, по [Кузнецов и др., 2013].

С-Н ороген – Свеко-Норвежский ороген, С-В ороген – Среднерусско-Волынский ороген, В-С ороген – Волго-Сарматский ороген.

Внизу – возраст магматических и метаморфических ассоциаций западного склона Южного Урала, считающихся наиболее вероятными источниками обломочного циркона для осадочных пород стратотипа рифея, по [Краснобаев и др., 2019а, 2019б]. 1752 ± 11 млн лет – возраст вулканитов айской свиты [Краснобаев и др., 2013б] и интервал возрастов присутствующего в них циркона [Краснобаев и др., 2019а]. 1383 ± 3 млн лет – возраст вулканитов машакской свиты [Краснобаев и др., 2013а], интервал возрастов присутствующего в них циркона и возраст различных ранне-среднерифейских магматических образований Южного Урала [Зайцева и др., 2022 и ссылки там].

Характерные для песчаников айской свиты максимумы возрастов обломочного циркона 2705 и 2760 млн лет можно видеть (в широком смысле слова, рис. 6, см. кластер 1) как в песчаниках бакальской и зигальгинской свит (2744 и 2734 млн лет), так и в песчаниках лемезинской подсвиты зильмердакской свиты (2714 млн лет) и укской свиты (2.70 и 2.74 млрд лет). Возможно, к этому же кластеру можно отнести и обломочный циркон с максимумом 2814 млн лет из

песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты. Максимуму 2476 млн лет в песчаниках айской свиты отвечает максимум 2477 млн лет, установленный в популяции обломочного циркона из песчаников бакальской свиты. Еще одна достаточно хорошо выраженная группа – это максимумы 2129 (айская свита) и 2128 (зигальгинская свита). В другой группе максимумов, в весьма обширный кластер (кластер 2), вероятно, можно объединить максимумы возрастов

циркона на кривой плотности вероятности 2055, 2063 и 2070 млн лет (айская свита), 2038 млн лет (бакальская свита), 2002 млн лет (зигальгинская свита), 1987, 2038 и 2090 (?) млн лет (бирьянская подсвита), 2036 млн лет (лемезинская подсвита) и 2.01 млрд лет (укская свита). Таким образом, все протоисточники обломочного циркона, поставившие кластику для формирования песчаников айской свиты, либо фиксируются также и в песчаниках зигальгинской свиты (низы среднего рифея), либо во всей совокупности песчаников стратиграфического интервала от айской до укской свит (т.е. во всем разрезе рифея). Ширина (в млн лет) далее обсуждаемых кластеров максимальных возрастов в силу используемого в данной работе качественного подхода, в определенной мере произвольна и не привязана к ширине кластера 1.

Следующий кластер образован обломочным цирконом с максимумами возраста на кривой относительной вероятности 1923 млн лет (бакальская свита) и 1.92 млрд лет (укская свита).

Кластер 3 охватывает обломочный циркон бирьянской и лемезинской подсвит зильмердакской свиты и укской свиты. Зерна циркона соответственно образуют максимумы на кривой относительной вероятности 1834 и 1850 млн лет, а также 1.83 млрд лет.

Еще один достаточно крупный кластер с близкими возрастными обломочного циркона (кластер 4) фиксируется в песчаниках зигальгинской свиты (1787 млн лет), бирьянской подсвиты зильмердакской свиты (1787 млн лет) и укской свиты (1.78 млрд лет).

Помимо указанных кластеров, на рис. 6 присутствуют еще два небольших кластера. Оба образованы обломочным цирконом из песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты и укской свиты (1502 млн лет и 1.50 млрд лет, 1388 млн лет и 1.37 млрд лет).

Не входят в состав какого-либо кластера зерна обломочного циркона, образующие на кривой относительной вероятности следующие максимумы: 2744 млн лет (бакальская свита), 2.41, 1.88 млрд лет (укская свита), 1741, 1654, 1589, 1474, 1338, 1252, 1237, 1170 и 1054 млн лет (бирьянская подсвита зильмердакской свиты), а также 1.14 млрд лет (укская свита). По-видимому, значительную долю из них можно рассматривать как часть петрогенного материала, не подвергавшегося переотложению из каких-либо осадочных или метаосадочных пород, и попадавшего в область седиментации из иных протоисточников,

а не тех, которые существовали в течение времени накопления осадков айско-зигальгинского интервала. Не исключено, что обломочные зерна с близким возрастом пока еще не установлены в песчаниках ниже- и вышележащих литостратиграфических единиц стратотипа рифея. Следует также иметь в виду, что описанные выше кластеры выделены исключительно по качественным признакам, без использования каких-либо статистических подходов, т.е. весьма приблизительно, хотя подобные методики существуют и достаточно широко применяются для сравнения популяций обломочного циркона (тест Колмогорова-Смирнова, многомерный статистический анализ и др. [Fedo et al., 2004]). Соответственно, указанные кластеры различаются по охватываемому ими интервалу возрастов и не учитывают информацию по другим характеристикам обломочного циркона (Lu-Hf изотопная систематика, содержание редких и рассеянных элементов). Для бирьянского уровня описанная выше ситуация (иные протоисточники и преобладание литогенного материала в обломочных породах) представляется в рамках нашей рабочей гипотезы несколько странной, но можно думать, что на фоне лавинообразного поступления в область седиментации значительного объема зерен кварца, калиевых полевых шпатов и разнообразных обломков осадочных и осадочно-метаморфических пород [Маслов, 1988] (последние, как и кварц, и представляют в основном материал литогенный), происходил и размыв новых протоисточников.

Таким образом, обломочный циркон, поступивший из протоисточников (вне зависимости от того, входили ли они в состав тараташского комплекса или располагались в пределах Восточно-Европейской платформы) в песчаники айской свиты, затем, по всей видимости, либо неоднократно подвергался рециклированию (так как кристаллы с близкими к нему максимумами на кривой плотности вероятности присутствуют в песчаниках более молодых стратонов типового разреза рифея, вплоть до укской свиты), либо постоянно вновь и вновь (т.е. на протяжении почти 1 млрд лет) добавлялся в область седиментации за счет размыва одних и тех же протоисточников. В последнем случае петрографический состав протоисточников(-ка), вероятно, не менялся ни с понижением уровня эрозии, ни с течением времени. Вероятность такого сценария представляется нам не слишком высокой.

В бакальское и зигальгинское время можно предполагать появление новых протоисточников, поставивших в область осадконакопления обломочный циркон с возрастными соответствиями 2547 и 1923 млн лет и 1787 млн лет. Вклад их в общий объем кластики оценить, однако, трудно.

Наиболее яркое обновление петрографического состава протоисточников обломочного циркона происходит в начале позднего рифея. В это время в области осадконакопления на фоне беспрецедентного падения уровня моря формируется мощный комплекс аркозовых и субаркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты [Маслов, 1988, 1990; Маслов и др., 2001; и др.]. В них присутствует как обломочный циркон с возрастными, сходными с теми, что мы видим и в песчаниках нижнего и среднего рифея (см. рис. 6, кластеры 1 и 2), так и циркон новый. К последнему принадлежат зерна, характеризующиеся как палео-, так и мезопротерозойскими максимумами на кривой плотности вероятности — 1834, 1741, 1654, 1589, 1538, 1502, 1474, 1388, 1338, 1252, 1237, 1170 и 1054 млн лет. Небольшая часть их повторяется в оолитовых известняках укской свиты, но некоторое обновление протоисточников фиксируется и здесь — 2.41, 1.88 и 1.14 млрд лет. Тем не менее, рубеж среднего и позднего рифея ознаменован кардинальной сменой возрастных популяций обломочного циркона, что можно связать с формированием принципиально новой системы транспортировки кластики в область осадконакопления. Так это или нет, можно узнать при получении данных о возрасте обломочного циркона в песчаниках нугушской и бедерышинской подсвит зильмердакской свиты, а также инзерского стратиграфического уровня.

Несмотря на все неясности, условности и оговорки, уже из сказанного выше можно, как представляется, сделать вывод о том, что формирование слагающих стратотип рифея обломочных породы популяций обломочного циркона в песчаниках происходило под влиянием как непосредственного размыва пород протоисточников, так и рециклирования кластики. Геологические следы таких явлений, в виде размывов различного масштаба, отмечаются в стратотипической местности не так часто, однако не следует, как было показано выше, понимать рециклинг только как размыв и переотложение обломочного материала в пределах бассейна осадконакопления. Этот вывод

хорошо согласуется с ранее установленными фактами. Так, например, исследование петрографического состава песчаников практически всех уровней распространения терригенных пород в стратотипе рифея, с использованием диаграммы Q_mFL_t [Dickinson, Suczec, 1979], позволило еще в середине 1990-х гг. выявить несколько типов распределения точек состава псаммитов на ней [Маслов, 1995]. Первый из них характерен для ниже- и верхнерифейского (айская свита и бирьянская подсвита зильмердакской свиты) аркозовых комплексов. Фигуративные точки песчаников указанных стратиграфических уровней группируются в основном в полях I и II диаграммы Q_mFL_t , следовательно формирование их происходило за счет размыва внутренних частей кратона и “переходных” его зон. Ко второму типу могут быть отнесены псаммиты большеинзерской, юшинской, зигазино-комаровской и авзянской свит и, отчасти, лемезинской подсвиты зильмердакской свиты, характеризующиеся сосредоточением фигуративных точек почти исключительно в поле I, с тяготением к стороне Q_mF . Это преимущественно кварцевые песчаники с небольшим количеством полевых шпатов и близкие к ним по составу экстракварцевые разности (зигальгинский уровень среднего рифея, лемезинский уровень верхнего рифея), формирование которых было связано как с размывом выложенных областей кратонов, подвергшихся интенсивному химическому выветриванию, так и, предположительно, областей/блоков с преобладающим распространением кварцитов или иных кварцсодержащих пород. Существенную роль при этом играло и неоднократное переотложение обломочного материала в прибрежных и мелководно-морских обстановках относительно стабильных континентальных шельфов. Третий тип распределения точек песчаников характерен для машакского уровня среднего рифея, а также бедерышинского и инзерского уровней верхнего рифея. Псаммиты названных уровней группируются в полях I и IV диаграммы Q_mFL_t , что предполагает вовлечение в размыв минералогически зрелых осадочных и осадочно-метаморфических пород из рециклированных орогенов.

Таким образом, формирование песчаниковых последовательностей базальных уровней бурзяния и юрматиния происходило за счет размыва кристаллических пород внутренних зон Восточно-Европейской платформы, осадочно-метаморфических комплексов раннего протерозоя

и рифейских осадочных образований, что подтверждается и данными, приведенными в публикациях [Анфимов, 1990, Анфимов и др., 1995; Гареев, Маслов, 1992, 1994]. Наиболее характерно это, по-видимому, для машакского уровня, одним из источников питания которого были терригенные толщи нижнего рифея [Ротарь, 1976; Анфимов и др., 1983; Парначев и др., 1986]. На средних и поздних стадиях эволюции ранне- и среднерифейского бассейнов седиментации в область осадконакопления поступала более зрелая кластика. Состав песчаников верхнего рифея в минералогическом отношении менее зрелый, чем песчаников бурзяния и юрматиния. Наряду с палеогеографическими и петрохимическими данными это свидетельствует, по всей видимости, в пользу предположения о постепенном усложнении с течением времени общей схемы минерального питания бассейнов седиментации рифея западного склона Южного Урала и размыв все более гетерогенных по составу слагающих их пород областей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящее исследование позволяет увидеть, по крайней мере, две основные тенденции в накоплении кластики в стратотипической местности рифея – поступление в область осадконакопления материала первого цикла и продуктов неоднократного перемива (рециклированного материала). Однако сформулированные выводы, в связи со сложностью обсуждаемой проблемы и недостаточностью фактического материала, в основном пока только теоретические и имеют предварительный характер. Основываясь на качественных оценках и являясь пилотным исследованием, настоящая работа предполагает продолжение и необходимость более глубокого анализа намеченных кластеров с учетом Lu-Hf изотопной систематики, содержания и величин отношений индикаторных редких и рассеянных элементов в зернах циркона. В результате можно ожидать, что описанные в настоящей работе кластеры сохранятся, трансформируются или исчезнут, однако вне зависимости от названных вариантов это позволяет по-новому взглянуть на проблему реконструкции источников кластики для осадочных последовательностей стратотипа рифея и оценить значение рециклинга обломочного циркона для ее решения.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор искренне признателен Э.З. Гарееву и М.Т. Крупенину за помощь в отборе образцов обломочных пород стратотипа рифея и возможность использования аналитических данных для песчаников и глинистых пород. Анализ результатов исследования популяций обломочного циркона был ранее проведен совместно с Н.Б. Кузнецовым, Т.В. Романюк, Е.А. Белусовой, В.М. Горожаниным, Ю.Л. Ронкиным и многими другими коллегами. Это способствовало получению принципиально нового для стратотипа рифея фактического материала. Данная работа продолжает его обсуждение. Внимательное прочтение рукописи рецензентами и научным редактором и сделанные ими замечания во многом способствовали если не более полному раскрытию рассматриваемой проблемы, то прояснению некоторых принципиальных ее аспектов применительно к стратотипу рифея.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования проведены в рамках государственного задания ГИН РАН (тема FMMG-2023-0004).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Автор данной работы заявляет, что у него нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анфимов Л.В.* Типоморфизм обломочного кварца из песчаников базальных толщ рифея на западном склоне Южного Урала // Региональная минералогия Урала. Тез. докл. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 150–153.
- Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е.* Саткинские месторождения магнетитов. М.: Наука, 1983. 87 с.
- Анфимов Л.В., Огородников О.Н., Коророва Е.В.* Источники обломочного кварца рифейских пород на Южном Урале // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Материалы совещания / Отв. ред. В.А. Коротеев и др. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. С. 13–14.
- Гарань М.И.* Верхний докембрий (рифей): Стратиграфия // Геология СССР. Т. 12. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. С. 149–200.
- Гареев Э.З., Маслов А.В.* Основные петрохимические особенности и условия образования аркозовых комплексов рифея и венда Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 3. С. 50–60.
- Гареев Э.З., Маслов А.В.* Основные черты петрохимической эволюции песчаников стратотипического разреза

- рифее на Южном Урале // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 4. С. 119–127.
- Горохов И.М., Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б. и др.* Изотопная систематика и возраст аутигенных минералов в аргиллитах инзерской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 2. С. 3–30.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 176 с.
- Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А. и др.* Мессбауэровские характеристики, минералогия и изотопный возраст (Rb–Sr, K–Ar) верхнерифейских глауконитов укской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 3. С. 3–25.
- Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Горожанин В.М. и др.* Основание венда на Южном Урале: Rb–Sr возраст глауконитов бакеевской свиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. № 5. С. 82–96.
- Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Сергеева Н.Д. и др.* U–Th–Pb возраст детритового циркона из оолитовых известняков укской свиты: следы гренвильских источников сноса в позднем рифее Южного Урала // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 503. № 2. С. 90–96.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др.* Цирконовая геохронология машакских вулканитов и проблема возраста границы нижний–средний рифей (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013а. Т. 21. № 5. С. 3–20.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В.* Источники цирконов в обломочных породах рифейских толщ Урала // Докл. АН. 2019а. Т. 488. № 4. С. 413–419.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В.* Природа цирконового кластита в песчаниках рифея и венда Южного Урала // Георесурсы. 2019б. Т. 21. № 1. С. 15–25.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Козлов В.И. и др.* Цирконология навышских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // Докл. АН. 2013б. Т. 448. № 4. С. 437–442.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др.* Sr–изотопная характеристика и Pb–Pb возраст известняков бакальской свиты (типовой разрез нижнего рифея, Южный Урал) // Докл. АН. 2003. Т. 391. № 6. С. 794–798.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А. и др.* Sr изотопная характеристика и Pb–Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 16–34.
- Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В. и др.* Первые результаты U–Pb–датирования детритовых цирконов из среднерифейских песчаников зигальгинской свиты (Южный Урал) // Докл. АН. 2017. Т. 475. № 6. С. 659–664.
- Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А. и др.* Первые результаты U–Pb LA–ICP–MS–изотопного датирования обломочных цирконов из базальных уровней стратотипа рифея // Докл. АН. 2013. Т. 451. № 3. С. 308–313.
- Маслов А.В.* Верхний докембрий Южного Урала // Стратиграфия верхнего докембрия: проблемы и пути решения. Материалы VII Российской конференции по проблемам геологии докембрия. (Санкт–Петербург, 25–29 сентября 2023 г.) СПб.: Свое издательство, 2021. С. 114–117.
[Электронный ресурс] https://ipgg.ru/sites/default/files/news/stratpr2023_abstracts.pdf
- Маслов А.В.* Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.
- Маслов А.В.* Рифейские аркозовые комплексы Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 4. С. 29–42.
- Маслов А.В.* Типы источников сноса песчаных ассоциаций эталона рифея // Ежегодник–1994 Института геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. С. 41–44.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т.* Терригенные осадочные последовательности типового разреза рифея: соотношение процессов рециклинга и привноса “first cycle” материала // Геохимия. 2005. № 2. С. 158–181.
- Маслов А.В., Ерохин Ю.В., Гердес А. и др.* Первые результаты U–Pb LA–ICP–MS–изотопного датирования обломочных цирконов из аркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (Южный Урал) // Докл. АН. 2018. Т. 482. № 5. С. 558–561.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфилов Л.В.* Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерогения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Т. I. 351 с.
- Маслов А.В., Мизенс Г.А., Вовна Г.И. и др.* О некоторых общих особенностях формирования терригенных отложений Западного Урала: синтез данных изотопного U–Pb датирования обломочных цирконов и геохимических исследований глинистых пород // Литосфера. 2016. № 3. С. 27–46.
- Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М.* Среднерифейская вулканогенно–осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1986. 104 с.
- Общая стратиграфическая шкала. СПб.: Институт им. А.П. Карпинского, Межведомственный стратиграфический комитет России, 2024.

Режим доступа: https://vsegei.ru/ru/about/mask/str_scale/os_scale-03-24.pdf (дата обращения: 13 июля 2024).

Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М. и др. Pb–Pb возраст и Sr-изотопная характеристика средне-рифейских фосфоритовых конкреций: зигаино-комаровская свита Южного Урала // Докл. АН. 2013. Т. 451. № 4. С. 430–434.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А. и др. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом “TerraneChrono®” // Геодинамика и тектонофизика. 2018а. Т. 9. № 1. С. 1–37.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Горожанин В.М. и др. Первые результаты геохронологического и изотопно-геохимического изучения детритовых цирконов из зигальгинской и бакальской свит типового разреза рифея в Башкирском поднятии // Осадочные комплексы Урала и прилегающих регионов и их минерагения. Материалы 11 Уральского литологического совещания / Отв. ред. А.В. Маслов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016. С. 220–223.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Маслов А.В. и др. Геохимическая и (LA-ICP-MS) Lu/Hf-систематика детритных цирконов из лемезинских песчаников верхнего рифея Южного Урала // Докл. АН. 2013а. Т. 453. № 6. С. 657–661.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Маслов А.В. и др. Геохимическая и Lu/Hf-изотопная (LA-ICP-MS) систематика детритных цирконов из песчаников базальных уровней стратотипа рифея // Докл. АН. 2014. Т. 459. № 3. С. 340–344.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Пучков В.Н. и др. Локальный источник обломочного материала для айской свиты (основание разреза стратотипа нижнего рифея, Башкирское поднятие, Южный Урал) по результатам U/Pb датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов // Осадочная геология Урала и прилегающих регионов: сегодня и завтра. Материалы 12 Уральского литологического совещания / Отв. ред. А.В. Маслов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018б. С. 283–286.

Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б. и др. Первые результаты U/Pb LA-ICP-MS датирования детритных цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского антиклинория (Южный Урал) // Докл. АН. 2013б. Т. 452. № 6. С. 642–645.

Ротарь А.Ф. К вопросу о составе и стратиграфическом положении конгломератов машакской свиты на Южном Урале // Конгломераты и их роль в познании геологической истории Урала / Отв. ред. Г.А. Смирнов и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 14–20.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М. Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифей и венда) России:

эволюция взглядов и современная оценка // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 16–27.

Сергеев О.П. Стратиграфия бакальской свиты Уральского протерозоя // Материалы по региональной стратиграфии СССР / Отв. ред. М.М. Алиев. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 45–54.

Симанович И.М. Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978, 154 с.

Соловов А.П., Матвеев А.А. Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: Изд-во МГУ, 1985. 232 с.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 1983. 184 с.

Цехомский А.М., Карстенс Д.И. Кварцевые пески, песчаники и кварциты СССР. Л.: Недра, 1982. 158 с.

Шванов В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, система, 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. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

Andersen T. Age, Hf isotope and trace element signatures of detrital zircons in the Mesoproterozoic Eriksfjord sandstone, southern Greenland: are detrital zircons reliable guides to sedimentary provenance and timing of deposition? // Geol. Mag. 2013. V. 150. P. 426–440.

Andersen T. Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation // Chem. Geol. 2005. V. 216. P. 249–270.

Andersen T. The detrital zircon record: Supercontinents, parallel evolution – Or coincidence? // Precambrian Res. 2014. V. 244. P. 279–287.

Andersen T., Botha G.A., Elburg M.A. A late Mesozoic – early Cenozoic sedimentary recycling system on the Gondwana rifted margin of southeast Africa // South Afr. J. Geol. 2020. V. 123. P. 343–356.

Andersen T., Elburg M., Cawthorn-Blazeby A. U–Pb and Lu–Hf zircon data in young sediments reflect sedimentary recycling in eastern South Africa // J. Geol. Soc. 2015. V. 173. Iss. 2. P. 337–351.

Andersen T., Kristoffersen M., Elburg M. How far can we trust provenance and crustal evolution information from detrital zircons? A south African case study // Gondwana Res. 2016. V. 34. P. 129–148.

Andersen T., Van Niekerk H., Elburg M.A. Detrital zircon in an active sedimentary recycling system: Challenging the

- “source-to-sink” approach to zircon-based provenance analysis // *Sedimentology*. 2022. V. 69. P. 2436–2462.
- Bartley J.K., Khan L.C., McWilliams J.L., Stagner A.F.* Carbon isotope chemostratigraphy of the Middle Riphean type section (Avzyan Formation, Southern Urals, Russia): signal recovery in a fold-and-thrust belt // *Chem. Geol.* 2007. V. 237. P. 211–232.
- Bingen B., Belousova E.A., Griffin W.L.* Neoproterozoic recycling of the Sveconorwegian orogenic belt: Detrital-zircon data from the Sparagmite basins in the Scandinavian Caledonides // *Precambrian Res.* 2011. V. 189. P. 347–367.
- Blatt H.* Provenance determinations and recycling of sediments // *J. Sed. Petrol.* 1967. V. 37. P. 1031–1044.
- Campbell I.H., Reiners P.W., Allen C.M. et al.* He-Pb double dating of detrital zircons from the Ganges and Indus Rivers: implication for quantifying sediment recycling and provenance studies // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 237. P. 402–432.
- Capaldi T.N., Horton B.K., McKenzie N.R. et al.* Sediment provenance in contractional orogens: The detrital zircon record from modern rivers in the Andean fold-thrust belt and foreland basin of western Argentina // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2017. V. 479. P. 83–97.
- Cox R., Lowe D.R.* Controls on sediment composition on a regional scale: a conceptual review // *J. Sediment Res.* 1995. V. A65. P. 1–12.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L.* The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. V. 59. P. 2919–2940.
- Cullers R.L.* The control on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. // *Chem. Geol.* 1995. V. 123. P. 107–131.
- Cullers R.L.* The geochemistry of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies // *Lithos.* 2000. V. 51. P. 181–203.
- Cullers R.L.* Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // *Chem. Geol.* 2002. V. 191. P. 305–327.
- Dickinson W.R.* Impact of differential zircon fertility of granitoid basement rocks in North America on age populations of detrital zircons and implications for granite petrogenesis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 275. P. 80–92.
- Dickinson W.R., Gehrels G.E.* Sediment delivery to the Cordilleran foreland basin: Insights from U–Pb ages of detrital zircons in Upper Jurassic and Cretaceous strata of the Colorado Plateau // *Am. J. Sci.* 2008. V. 308. P. 1041–1082.
- Dickinson W., Suczek C.* Tectonic and sand composition // *AAPG Bulletin*. 1979. V. 63(12). P. 2164–2182.
- Dickinson W.R., Lawton T.F., Gehrels G.E.* Recycling detrital zircons: A case study from the Cretaceous Bisbee Group of southern Arizona // *Geology*. 2009. V. 37. № 6. P. 503–506.
- Dröllner M., Barham M., Kirkland C.L.* Gaining from loss: Detrital zircon source-normalized α -dose discriminates first-versus multi-cycle grain histories // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2022. V. 579. 117346.
- Fedo C.M., Sircombe K.N., Rainbird R.H.* Detrital Zircon Analysis of the Sedimentary Record // *Rev. Mineral. Geochem.* 2004. V. 53. P. 277–303.
- Garzanti E., Limonta M., Resentini A. et al.* Sediment recycling at convergent plate margins (Indo-Burman ranges and Andaman-Nicobar ridge) // *Earth-Sci. Rev.* 2013. V. 123. P. 113–132.
- Garzanti E., Pastore G., Stone A. et al.* Provenance of Kalahari Sand: Paleoweathering and recycling in a linked fluvial-aeolian system // *Earth Sci. Rev.* 2022. V. 224. 103867.
- Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments / Ed. Lentz D.R.* Geol. Ass. Canada. 2003. GeoText 4. 184 p.
- Hadlari T., Swindle G.T., Galloway J.M. et al.* 1.8 billion years of detrital zircon recycling calibrates a refractory part of Earth’s sedimentary cycle // *PLoS ONE*. 2015. V. 10. № 12. e0144727.
<https://doi.org/10.1271/journal.pone.0144727>
- Haile B.G., Line L.H., Klausen T.G. et al.* Quartz overgrowth textures and fluid inclusion thermometry evidence for basin-scale sedimentary recycling: an example from the Mesozoic Barents Sea Basin // *Basin Res.* 2021. V. 33. P. 1697–1710.
- International Chronostratigraphic chart. v2023/06.*
<https://stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2023-09.pdf>
- Johnson S.P., Kirkland C.L., Evans N.J. et al.* The complexity of sediment recycling as revealed by common Pb isotopes in Kfeldspar // *Geosci. Front.* 2018. V. 9. P. 1515–1527.
- Krynine P.D.* Provenance versus mineral stability as a controlling factor in the composition of sediments // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1942. V. 53. P. 1850–1851.
- Kuenen Ph.H.* Sand its origin, transportation, abrasion and accumulation // *Geol. Soc. South Africa*. 1959. Alex L. du Toit Memorial Lecture № 6. 33 p.
- Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V. et al.* Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion // *Precambrian Res.* 2017. V. 298. P. 157–173.
- Kuznetsov N.B., Meert J.G., Romanyuk T. V.* Ages of detrital zircons (U/Pb, LA-ICP-MS) from the Latest Neoproterozoic–Middle Cambrian(?) Asha Group and Early Devonian Takaty Formation, the Southwestern Urals: A test of an Australia-Baltica connection within Rodinia // *Precambrian Res.* 2014. V. 244. P. 288–305.

- Li S., Najman Y., Vermeesch P., Barfod D.N. et al.* A critical appraisal of the sensitivity of detrital zircon U–Pb provenance data to constrain drainage network evolution in southeast Tibet // *J. Geoph. Res.: Earth Surface*. 2024. V. 129. e2023JF007347.
<https://doi.org/10.1029/2023JF007347>
- Link P.K., Fanning C.M., Beranek L.P.* Reliability and longitudinal change of detrital-zircon age spectra in the Snake River system, Idaho and Wyoming: An example of reproducing the bumpy barcode // *Sediment. Geol.* 2005. V. 182. P. 101–142.
- Lovell-Kennedy J., Roquette E., Schröder S., Redfern J.* “I hate sand ... it gets everywhere” – Phanerozoic sedimentary recycling from NW Africa // *Basin Res.* 2023. V. 35. P. 187–213.
- Liu L., Xu J., Stockli D.F., Lawton T.F., Blakey R.C.* Decoding post-orogenic sediment recycling and dispersal using detrital zircon core and rim ages // *Basin Res.* 2022. V. 35. P. 489–509.
- Meinhold G., Morton A.C., Fanning C.M. et al.* Evidence from detrital zircons for recycling of Mesoproterozoic and Neoproterozoic crust recorded in Paleozoic and Mesozoic sandstones of southern Libya // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 312. P. 164–175.
- Moecher D., Samson S.* Differential zircon fertility of source terranes and natural bias in the detrital zircon record: implications for sedimentary provenance analysis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 247. P. 252–266.
- Parker S., Winston D.* Revised interpretations of detrital zircon populations in the Mesoproterozoic Belt and Purcell supergroups of Montana, Idaho and British Columbia // Conference: Rocky Mountain Section. 69th Annual Meeting–2017.
https://ui.adsabs.harvard.edu/link_gateway/2017GSAA...4993147P/doi:10.1130/abs/2017RM-293147
- Pell S.D., Williams I.S., Chivas A.R.* The use of protolith zircon-age fingerprints in determining the protosource areas for some Australian dune sands // *Sediment. Geol.* 1997. V. 109. P. 233–260.
- Pereira M.F., Gama C.* Revisiting the Intermediate Sediment Repository Concept Applied to the Provenance of Zircon // *Minerals*. 2021. V. 11. 233.
<https://doi.org/10.3390/min11030233>
- Pettijohn F.J.* *Sedimentary rocks* / 2nd ed. N. Y.: Harper and Brothers, 1957. 718 p.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R.* *Sand and Sandstone*. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1973. 618 p.
- Pipe A.* Sediment Provenance using Detrital-Zircons, Nd-Sr Isotopes, and Bulk Rock Geochemistry: Implications for Sediment Routing in the Neoproterozoic Windermere Supergroup, southern Canadian Cordillera // A thesis submitted in partial fulfillment of the requirements for the M.Sc. degree in Earth Sciences. Department of Earth and Environmental Sciences. Faculty of Science. University of Ottawa, 2023. 154 p.
- Potter P.E., Pryor W.A.* Dispersal Centers of Paleozoic and later clastics of the Upper Mississippi Valley and adjacent areas // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1961. V. 72. P. 1195–1250.
- Schwartz T.M., Schwartz R.K., Weislogel A.L.* Orogenic recycling of detrital zircons characterizes age distributions of North American Cordilleran strata // *Tectonics*. 2019. V. 38. P. 4320–4334.
- Reinhard C.T., Planavsky N.J., Lyons T.W.* Long-term sedimentary recycling of rare sulphur isotope anomalies // *Nature*. 2013. V. 497. P. 100–103.
- Roigé M., Gómez-Gras D., Stockli D.F. et al.* Recycling effects in detrital zircon U–Pb signatures in a foreland basin: Identifying the multicyclic sediment sources of the Eocene-Miocene Jaca basin (southern Pyrenees, Spain) // *Sediment. Geol.* 2023. V. 456. 106500.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* *The Continental Crust: Its composition and evolution*. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
- Thomas W.A.* Detrital zircon geochronology and sedimentary provenance // *Lithosphere*. 2011. V. 3. P. 304–308.
- Thomas W.A., Becker T.P., Samson S.D., Hamilton M.A.* Detrital zircon evidence of a recycled orogenic foreland provenance for Alleghanian clastic-wedge sediments // *J. Geol.* 2004. V. 112. P. 23–37.
- Veizer J.* Recycling on the evolving Earth: geochemical record in sediments // *Proc. 27th Int. Geol. Congress*. 1984. V. 11. Utrecht. VNU Sci. Press. P. 325–345.
- Veizer J., Jansen S.L.* Basement and sedimentary recycling and continental evolution // *J. Geol.* 1979. V. 87. P. 341–370.
- Veizer J., Jansen S.L.* Basement and sedimentary recycling-2: time dimension to global tectonics // *J. Geol.* 1985. V. 93. № 6. P. 625–643.
- Willner A., Sindern S., Ermolaeva T. et al.* Typology and single grain U/Pb ages of detrital zircons from Proterozoic sandstones in the SW Urals (Russia): early time markers at the eastern margin of the Baltica // *Precambrian Res.* 2003. V. 134. P. 1–20.
- Zieger J., Rothe J., Hofmann M. et al.* The Permo-Carboniferous Dwyka Group of the Aranos Basin (Namibia) – how detrital zircons help understanding sedimentary recycling during a major glaciation // *J. Afr. Earth Sci.* 2019. V. 158. 103555.
<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.103555>
- Zieger J., Stutzriemer M., Hofmann M. et al.* The evolution of the southern Namibian Karoo-aged basins: implications from detrital zircon geochronologic and geochemistry data // *Int. Geol. Rev.* 2021. V. 63. P. 1758–1781.
- Zimmermann U., Andersen T., Madland M.V., Larsen I.S.* The role of U–Pb ages of detrital zircons in sedimentology – An alarming case study for the impact of sampling for provenance interpretation // *Sediment. Geol.* 2015. V. 320. P. 38–50.

RECYCLING OF CLASTICS AND DETRITAL ZIRCON DURING THE FORMATION OF THE RIPHEAN STRATOTYPE'S SEDIMENTARY SEQUENCES

A. V. Maslov*

Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

**e-mail: amas2004@mail.ru*

The lithochemical features of clastic rocks of a number of stratigraphic levels of the Riphean stratotype (Ai, Bakal, Zigalga, Zilmerdak and Uk formations), as well as the distribution of detrital zircon populations in the sandstones composing them, are analyzed. Two main trends have been outlined in the formation of clastics that make up the stratotype section of the Riphean – the entry into the sedimentation area of material of the first cycle (petrogenic) and recycled (redeposited, lithogenic) material. It has been suggested that detrital zircon, which came from protosources into the sandstones of the Ai stratigraphic level, was then, apparently, repeatedly subjected to redeposition: crystals with close maxima on the probability density curve are present in sandstones of younger strata of the Riphean type section, up to the Uk Formation. The most striking renewal of detrital zircon protosources occurs at the beginning of the Late Riphean. The arkosic and subarkosic sandstones of the Biryán Subformation of the Zilmerdak Formation contain both detrital zircon with ages similar to those we see in the sandstones of the Lower and Middle Riphean, and new zircon, characterized by Paleoproterozoic and Mesoproterozoic maxima on the probability density curve. A small part of them is repeated in the oolitic limestones of the Uk Formation, but some renewal of the protosources is also recorded here. Thus, the boundary of the Middle and Late Riphean was marked probably by a radical change in the age populations of detrital zircon, which can be associated with the formation of a fundamentally new system for transporting clastics from sources to sink.

Keywords: Southern Urals, Riphean, sandstones, clay rocks, lithochemistry, detrital zircon, recycling

УДК 551.46

СМЕШАНОСЛОЙНЫЕ МИНЕРАЛЫ ХЛОРИТ-КОРРЕНСИТ В ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОСАДКАХ, СКВАЖИНА ODP 1036A, ХРЕБЕТ ХУАН ДЕ ФУКА, ТИХИЙ ОКЕАН

© 2025 г. Б. А. Сахаров^{a,*}, В. Б. Курносов^{a,**}, Д. М. Коршунов^{a,***}, И. А. Морозов^{b,****}

^aГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^bИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

*e-mail: sakharovba@gmail.com

**e-mail: vic-kurnosov@rambler.ru

***e-mail: dmit0korsh@gmail.com

****e-mail: ivan.morozov@yandex.ru

Поступила в редакцию 06.08.2024 г.

После доработки 06.09.2024 г.

Принята к публикации 15.11.2024 г.

В статье приводятся детальные структурные и кристаллохимические характеристики смешанослойных минералов хлорит-корренсит, обнаруженных во фракциях <1 мкм, выделенных из образцов верхнеплейстоценовых осадков из скважины ODP 1036A, которая пробурена на гидротермальном поле “Мертвая собака” в северной части Срединной Долины хребта Хуан де Фука в северо-восточной части Тихого океана. С помощью метода моделирования рентгеновских дифракционных картин впервые показано, что исследованные смешанослойные минералы следует рассматривать как хлорит-корренситы, а не как хлорит-сметиты. В структуре изученных смешанослойных минералов триоктаэдрические хлоритовые и корренситовые слои встречаются в соотношении 50 : 50–60 : 40 и ~90 : 10, которые чередуются с тенденцией к сегрегации при факторе ближнего порядка $R = 1$. Получены усредненные кристаллохимические формулы для смешанослойных хлорит-корренситов и для их индивидуальных хлоритовых и корренситовых слоев. Предполагается, что в корренситовых пакетах природных минералов хлорит-корренсит реализуется модель с асимметричным распределением зарядов в тетраэдрических сетках их 2 : 1 слоев. Все образцы относятся к Mg-Fe разновидностям хлорит-корренситов. Наиболее вероятным механизмом формирования хлорит-корренситов разного состава является растворение исходных терригенных глинистых минералов при взаимодействии гидротермального флюида с терригенными осадками и синтез этих смешанослойных минералов из раствора.

Ключевые слова: гидротермальная система, хребет Хуан де Фука, смешанослойные хлорит-корренситы, моделирование экспериментальных дифракционных картин

DOI: 10.31857/S0024497X25020028, EDN: CHUFAP

Корренсит представляет собой слоистый филлосиликат, в структуре которого упорядоченным образом по закону АВВАВ... чередуются триоктаэдрические хлоритовые (А) и триоктаэдрические смектитовые или вермикулитовые (В) слои, хотя его название впервые было дано Ф. Липпманом [Lippman, 1954] для минерала с регулярно переслаивающимися слоями триоктаэдрического хлорита и триоктаэдрического разбухающего хлорита. Впоследствии разбухающий компонент

корренсита называли также вермикулитом и монтмориллонитом [Lippman, 1956, 1960]. В соответствии с рекомендацией Номенклатурного комитета Международной ассоциации по изучению глин (AIPEA) [Brindley, Pedro, 1970], в настоящее время специальные названия упорядоченным смешанослойным глинистым минералам разрешается давать только в случае строго регулярного чередования слоев разных типов в их структуре. В качестве критерия регулярного чередования

слоев в смешанослойной структуре С. Бейли [Bailey, 1982] предложил использовать коэффициент вариации CV, величина которого характеризует среднеквадратичное отклонение вычисленных значений $d(001) = l \cdot d(00l)$, от его средней величины $d(001)_{cp}$, где $d(00l)$ – позиция базального рефлекса с индексом l . Согласно [Bailey, 1982], коэффициент вариации для упорядоченных смешанослойных структур должен быть меньше 0.75, чтобы считать достаточно строгой регулярность в чередовании разнотипных слоев. Еще одним обязательным критерием, допускающим индивидуальное название смешанослойного глинистого минерала, является ширина его четных и нечетных базальных отражений, которая должна быть достаточно одинаковой. Кроме указания на этот критерий для него нет в литературе каких-либо численных характеристик, поэтому такая ситуация может затруднять правильную диагностику минерала. Например, дифрактограммы некоторых смешанослойных хлорит-смектитов, несмотря на наличие относительно сильного малоуглового рефлекса с $d \sim 28 \text{ \AA}$, часто отличаются от дифракционной картины корренсита либо нарушением целочисленности позиций базальных рефлексов, либо заметным искажением профиля некоторых из них. Такие образования часто называют корренситовыми или корренситоподобными. Однако реальная структура этих минералов, как правило, однозначно не была установлена.

Д. Бофор с соавторами [Beaufort et al., 1997], изучая триоктаэдрические разновидности глинистых минералов из метаморфических пород, вскрытых скважиной Сансер-Куи (Sencerre-Coû) в южной части Парижского бассейна (Франция), пришли к выводу, что корренсит следует рассматривать не как упорядоченный смешанослойный минерал хлорит-сапонит, а как термодинамически самостоятельную фазу, в которой корренситовый слой (хлоритовый + смектитовый слои) выступает объединенной структурной единицей. Однако надежных дифракционных доказательств существования такой модели корренсита этим авторам привести не удалось. Вместе с тем такая модель может по-иному интерпретировать как структуру корренситовых минералов, например, как смешанослойные образования хлорит-корренсит, так и механизм их образования.

В задачу данного исследования входило детальное структурное и кристаллохимическое

изучение мономинеральных корренситоподобных образцов из верхнеплейстоценовых осадков, вскрытых глубоководной скважиной ODP 1036A, пробуренной на гидротермальном поле “Мертвая собака” (северная часть Срединной Долины хребта Хуан де Фука). Основная цель работы – показать, что в структуре этих смешанослойных минералов корренситовые слои имеют самостоятельный статус. То есть их следует рассматривать как единый пакет, образованный сдвоенными 2 : 1 слоями и двумя межслоями – бруситовым и смектитовым, – а не как отдельные независимые слои хлорита и смектита, формирующие своеобразную смешанослойную структуру.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

В северной части Срединной Долины хребта Хуан де Фука находится гидротермальное поле “Мертвая собака” размером 800 · 400 м, на котором расположены гидротермальные источники с температурой от 234 до 276°C [Davis et al., 1992; Davis, Villinger, 1992] (рис. 1а). В районе гидротермального поля, где накопилось ~300 м верхнеплейстоценовых гемипелагических осадков с редкими прослоями дистальных турбидитов, была пробурена серия скважин на разном удалении от гидротермальных источников [Davis et al., 1992; Fouquet et al., 1998] (см. рис. 1б). Скважина 1036A, расположенная в ~9 м от гидротермального источника с температурой 268°C (см. рис. 1б), пробурена до глубины 38.50 м (рис. 2). Температурный градиент в скважине 1036A такой же, как был установлен в скважине 858В (10°C/м), расположенной в 75 м от нее [Buatier et al., 1994; Frü-Green et al., 1994], поскольку в обеих скважинах на одинаковых глубинах зафиксирована одинаковая температура. В скважине 1036A на глубине 20 м замеренная температура равна 200°C [Fouquet et al., 1998], а в скважине 858В на глубине 19.5 м она составляет 197°C [Davis et al., 1992]. Кроме того, по данным [Lackschewitz et al., 2000], в скважине 1036A на глубине 21.8 м температура составляет 206°C, а на глубине 27.8 м она равна 268°C. Разница температур в 62°C при разнице глубин в 6 м подтверждает температурный градиент в 10°C/м.

Участники рейса ODP 169 выделили в разрезе осадков скважины 1036A Толщи IA, IB, IC, IC, IV [Fouquet et al., 1998]. Толща I, которая состоит из неизмененных фоновых терригенных осадков, была изучена в референтных скважинах ODP

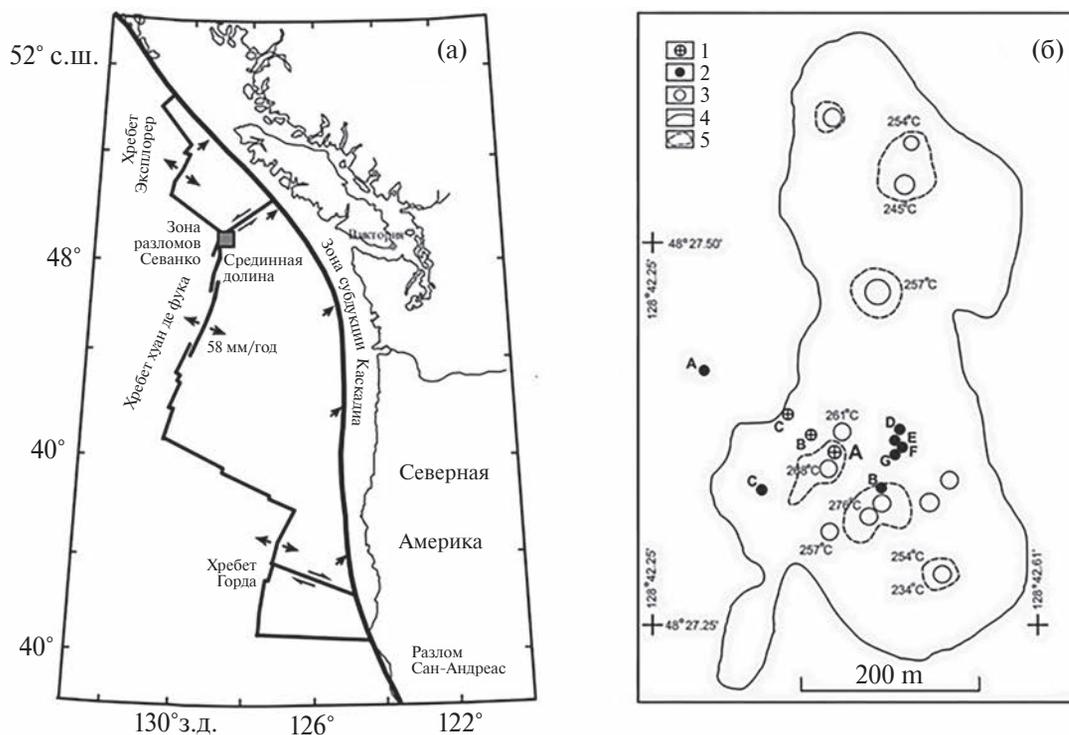


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Срединной Долины хребта Хуан де Фука в северо-восточной части Тихого океана [Davis et al., 1992], серым квадратом показан район исследований, стрелки показывают направление движения плит (а); расположение скважин и гидротермальных источников в районе гидротермального поля “Мертвая собака” [Davis et al., 1992; Fouquet et al., 1998] (б).

(б) – 1 – скважины 1036А, В, С (рейс ODP 169); 2 – скважины 858А, В, С, D, F, G (рейс ODP 139); 3 – гидротермальные источники; 4 – контур гидротермального поля; 5 – граница гидротермальных отложений.

855А, С, D [Davis et al., 1992], пробуренных в подножии восточного борта Срединной Долины, где отсутствовало гидротермальное воздействие на осадки.

Описание осадков, сделанное участниками рейса ODP 169 на борту бурового судна “*JOIDES Resolution*” при визуальном просмотре керна и изучении мазков осадков (smear slides) в оптическом микроскопе, кратко сводится к следующему.

Толща IV (0–6.10 м) сложена обломками обрушающейся сульфидной трубы “черного курильщика”. Отложения Толщи IV подстилаются осадками Толщи IA.

Толща IA (6.10–9.20 м) состоит из неизменных или слабо измененных гемипелагических алевроитовых глин с несколькими тонкими прослоями алевроитов. Алевроитовые осадки состоят в основном из глинистых минералов, а также кварца, полевых шпатов, слюды, с небольшой примесью кальцита, роговой обманки, пироксена, эпидота и пирита.

Толща IB (9.20–10.04 м) – алевроитовая гемипелагическая глина с диагенетическими карбонатными конкрециями и карбонатным цементом.

Толща IC (10.04–30.70 м) – измененная гемипелагическая алевроитовая глина с аутигенным ангидритом (20–40%) и карбонатными конкрециями. Аутигенный ангидрит сформировался при смешении горячего богатого кальцием гидротермального флюида и холодной сульфат-обогащенной морской воды.

Толща IC (30.70–38.50 м) представлена гемипелагическими осадками с тонкими прослоями мелко-тонкозернистых турбидитов (измененные аргиллиты, алевролиты и пески с ангидритовым цементом и ангидритовыми конкрециями, а также карбонатными конкрециями, которые близки им в неизменных исходных осадках).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Микроскопическое изучение образцов осадков проведено в петрографических шлифах

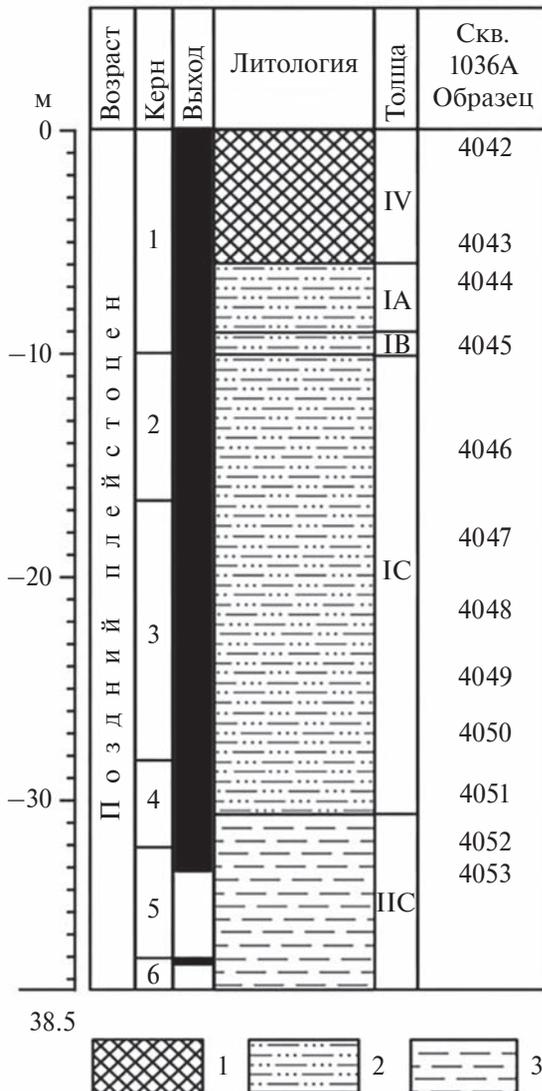


Рис. 2. Литологическая колонка скважины ODP 1036A с расположением образцов.

1 – сульфидный делювий (обломки обрушения сульфидной трубы действующего “черного курильщика”), 2 – алевритово-глинистые гемипелагические осадки, переслаивающиеся с мелко-тонкозернистыми турбидитами, в отдельных частях осадочного разреза карбонатные конкреции, 3 – гемипелагические глины.

в оптических микроскопах Axioskop 40 Carl Zeiss и Olympus BX-51.

Рентгенофазовый анализ валового минерального состава образцов осадков выполнен в соответствии с рекомендациями [Moore, Reynolds, 1999] по методу Ритвельда [Post, Bish, 1989] с использованием программного обеспечения PROFEX для BGMN [Doebelin, Kleeberg, 2015].

Ориентированные препараты фракции <1 мкм осадков для рентгеновской съемки были

приготовлены осаждением суспензии на предметные стекла размером 3.8...2.4 см. Рентгеновское изучение этих препаратов проведено на дифрактометре D8 Advance Bruker на $\text{CuK}\alpha$ -излучении. Ориентированные препараты были сняты со скоростью $2^\circ 2\theta$ в мин в интервале углов 2.0° – $32^\circ 2\theta$ в воздушно-сухом состоянии, насыщенные этиленгликолем в эксикаторе при температуре 60°C в течение сут, и прогретые при 550°C в течение 2 ч. Затем было проведено компьютерное моделирование экспериментальных дифракционных картин, которые были получены от препаратов, насыщенных этиленгликолем. Моделирование дифракционных картин [Drits et al., 1997; Sakharov et al., 1999] выполнено с использованием программ Б.А. Сахарова и А.С. Наумова, основанных на математических алгоритмах [Дриц, Сахаров, 1976; Drits, Tchoubar, 1990; Sakharov, Lanson, 2013].

В сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega с энергодисперсионной приставкой Aztec (ток 10 мкА, напряжение 30 кВ, диаметр пучка ~1 мкм) было проведено изучение формы индивидуальных частиц глинистых минералов в свежих сколах консолидированных образцов осадков и в ориентированных препаратах фракций <1 мкм. Химический состав глинистых минералов изучен на индивидуальных частицах в полированных шлифах и в ориентированных препаратах фракции <1 мкм.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Результаты петрографического изучения и гранулометрического анализа осадков

Изучение петрографических шлифов и гранулометрический анализ образцов осадков из скважины 1036A показали, что они представлены алевритовой глиной в образцах 4048 и 4050, причем в образце 4048 присутствует небольшое количество гравия (фракция >1 мм составляет ~1%); песчанистой алевритовой глиной в образцах 4049 и 4051 с содержанием гравия ~11 и ~22% соответственно; глинистым алевритом в образце 4053 (табл. 1).

В шлифах осадков (образцы 4048 и 4050) наблюдается сеть тонких жилок (рис. 3а, 3б). В шлифах осадков (образцы 4049 и 4051) находятся жилки большей мощности (см. рис. 3в). В шлифе образца 4053 жилок нет. Большая часть поля шлифа занята новообразованным кварцем (см. рис. 3г).

Таким образом, можно допустить, что общей чертой осадков (образцы 4048, 4050 и 4049, 4051)

Таблица 1. Результаты гранулометрического анализа (%)

Образец	Глина	Алеврит	Песок	Гравий
Фракции	<0.001–0.01 мм	0.01–0.1 мм	0.1–1 мм	>1 мм
4048	60.87	36.17	1.77	1.19
4049	27.25	31.82	29.96	10.97
4050	53.88	39.26	6.86	–
4051	17.23	23.25	37.25	22.27
4053	41.12	51.28	7.6	

была их хорошая проницаемость для растворов, которая возникла в условиях спрединга благодаря сети трещин и которые позже были заполнены материалом и сохранились в виде жилок, состоящих в основном из ангидрита.

Результаты рентгенофазового анализа валового минерального состава осадков

Помимо глинистых минералов, в образцах 4048 и 4049 установлены плагиоклаз, КПШ, кварц, ангидрит; в образцах 4050 и 4051 – ангидрит, амфибол, пирит; в образце 4053 – анатаз, ангидрит, а также кварц. Присутствие во всех этих образцах ангидрита (сульфата кальция) может отражать участие морской воды в преобразовании осадков.

Качественная диагностика состава образцов по результатам анализа их дифракционных картин от ориентированных препаратов

Характерным признаком, указывающим на регулярное чередование слоев разных типов в структуре смешанослойных минералов, является наличие на дифракционной картине малоуглового сверхрефлекса, значение d_{AB} которого

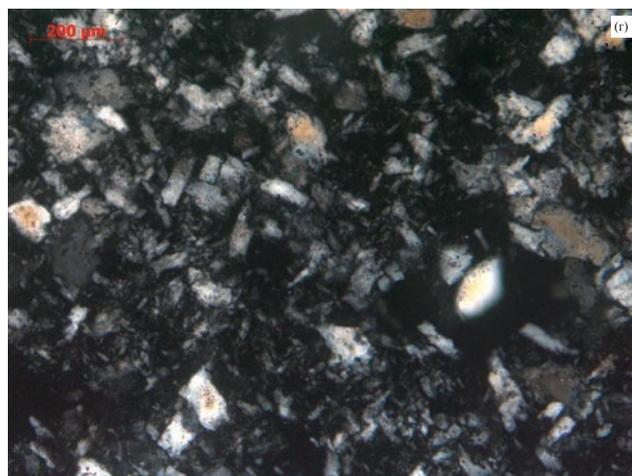
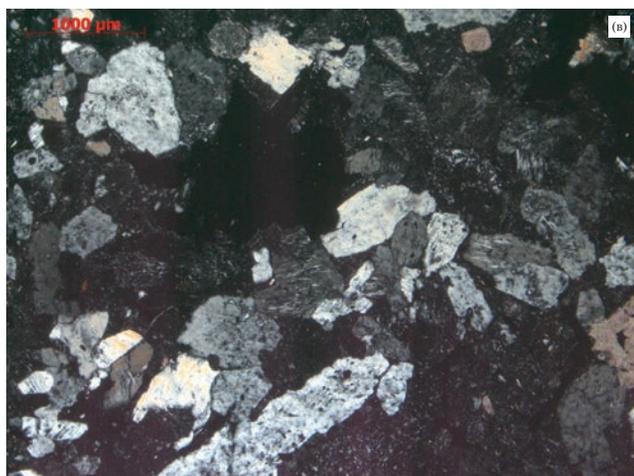
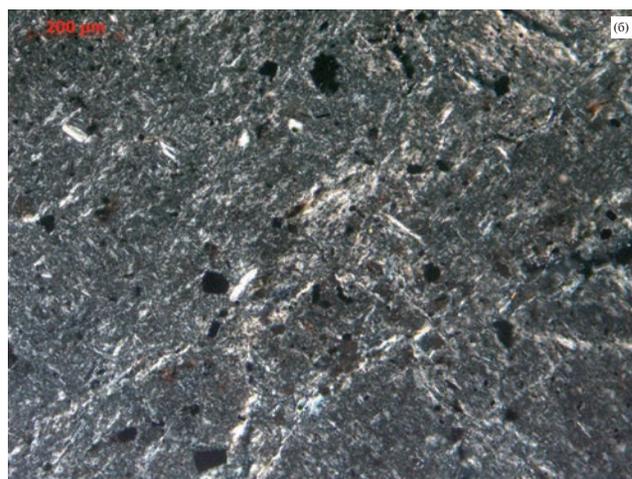


Рис. 3. Микрофотографии шлифов (параллельные николи) гидротермально измененных осадков из скважины 1036А. а – образец 4048; б – образец 4050; в – образец 4051; г – образец 4053.

определяется суммой высот $d_A + d_B$ слоев, образующих упорядоченную смешанослойную структуру АВАВАВ... Поскольку высота хлоритовых слоев обычно составляет $\sim 14.2 \text{ \AA}$ и не меняется при насыщении этиленгликолем, а высота смектитовых слоев в воздушно-сухом состоянии в зависимости от типа обменных катионов в межслоях, Са, Mg, Na, равна ~ 15.0 , ~ 14.0 и $\sim 12.5 \text{ \AA}$ соответственно, и $\sim 17.0 \text{ \AA}$ с этиленгликолем, то значения d сверхрефлекса корренситовых минералов для двух этих состояний образца должны составлять $\sim 27.0\text{--}29.0$ и $\sim 31.0 \text{ \AA}$. Экспериментальные значения d этих сверхрефлексов часто могут быть выше указанных величин из-за того, что толщина кристаллитов (общее число слоев в кристаллах) достаточно мала [Дриц, Сахаров, 1976].

Дифрактограммы, полученные от ориентированных препаратов фракций $<1 \text{ мкм}$ в воздушно-сухом (черные линии) и насыщенном этиленгликолем (красные линии) состояниях (рис. 4) показывают, что такие малоугловые сверхрефлексы характерны для образцов 4048, 4049, 4050 и 4051. После прокаливания при $T = 550^\circ\text{C}$ дифрактограммы этих четырех образцов (рис. 5) также содержат малоугловые сверхрефлексы с $d \sim 22.5\text{--}23.5 \text{ \AA}$, что, очевидно, равно сумме высот $13.9 + 9.6 \text{ \AA}$, соответствующих прогретым хлоритовому и смектитовому компонентам смешанослойной структуры. Интенсивный рефлекс на порошковых дифрактограммах с $d = 1.538\text{--}1.539 \text{ \AA}$ (см. рис. 4, врезки) указывает на триоктаэдрическую структуру минералов. Эти данные уже свидетельствуют о том, что указанные образцы представлены корренситоподобными минералами, а возможно и корренситами. Чтобы понять это, следует провести анализ целочисленности всех зарегистрированных позиций базальных отражений на экспериментальных дифрактограммах. При этом предпочтение следует отдать дифрактограммам образцов, насыщенных этиленгликолем, а не воздушно-сухих или прокаленных, поскольку такая обработка почти не зависит от влажности при проведении съемки, и поэтому не влияет на высоту и рассеивающую способность разбухающих смектитовых слоев. В табл. 2 приведены экспериментальные значения $d(00l)$ для образцов, насыщенных этиленгликолем, вычисленные для каждого $00l$ значения $d(001) = l \cdot d(001)$, а также $d(001)_{\text{cp}}$ и коэффициент вариации CV. Из табл. 2 видно, что только образец 4049, у которого $CV = 0.58$, удовлетворяет критерию С. Бейли для идентификации его как корренсита. Однако если обратить внимание на асимметричную форму отражений с $d \sim 7.7 \text{ \AA}$

(в сторону больших углов) и $d \sim 3.45 \text{ \AA}$ (в сторону малых углов), а также почти непрерывное фоновое рассеяние между рефлексами с $d \sim 5.1$ и 4.45 \AA для всех исследованных образцов, то очевидно, что эти дифракционные особенности не являются случайными и нуждаются в объяснении со структурных позиций. В отличие от рассмотренных выше дифрактограмм дифракционные картины образца 4053 при разных обработках не содержат малоуглового сверхрефлекса, но характеризуются нецелочисленной серией базальных отражений (см. рис. 4, 5, табл. 2). Поэтому для выявления структурных характеристик всех исследованных образцов наиболее эффективным является моделирование их экспериментальных дифракционных картин [Дриц, Сахаров, 1976; Drits, Tchoubar, 1990; Sakharov et al., 1999; Sakharov, Lanson, 2013].

Следует отметить, что в составе всех образцов присутствуют небольшая примесь кварца и, за исключением образца 4050, следы слюдистого минерала.

Моделирование экспериментальных дифракционных картин смешанослойных минералов

Чтобы рассчитать дифракционную картину смешанослойного минерала, в модели необходимо задать типы чередующихся слоев, их общее число, структуру и вероятности, определяющие содержание и характер чередования в кристаллах. В двухкомпонентной модели с чередующимися слоями А и В, вероятности W_A и W_B определяют относительные концентрации слоев разных типов, поэтому $W_A + W_B = 1$. Если вероятность нахождения слоя А и В типа не зависит от соседних с ним слоев, то такая модель характеризуется фактором ближнего порядка $R = 0$, и параметров W_A и W_B достаточно для описания любой слоевой последовательности в такой структуре. В том случае, когда вероятность нахождения слоя какого-либо типа зависит от одного предшествующего ему слоя, то $R = 1$, и для описания слоевых последовательностей помимо вероятностей W_A и W_B необходимо задавать так называемые условные вероятности, $P_{AA}, P_{AB}, P_{BA}, P_{BB}$, определяющие способ чередования слоев, где P_{ij} – вероятность того, что слой типа j следует за слоем типа i в произвольном, но определенном направлении по нормали к слоям. При этом $P_{AA} + P_{AB} = 1$, $P_{BA} + P_{BB} = 1$ и $W_A P_{AB} = W_B P_{BA}$. Если $W_A > W_B$ и $P_{BB} = 0$, то в модели реализуется максимально возможная при данном соотношении слоев разных типов тенденция к их упорядоченному чередованию. Например, для $W_A = W_B = 0.5$ и $P_{BB} = 0$ модель

описывает строго упорядоченную смешанослойную структуру АВАВАВ... Если $W_A = P_{AA} = P_{BA}$ и $W_B = P_{AB} = P_{BB}$, то это означает, что вероятность нахождения слоя А и В не зависит от типов

предшествующих им слоев, и модель характеризуется фактором ближнего порядка $R = 0$. Следовательно, модели с $W_A > W_B$ и $0 < P_{BB} < W_B$ описывают структуры, в которых слои А и В чередуются

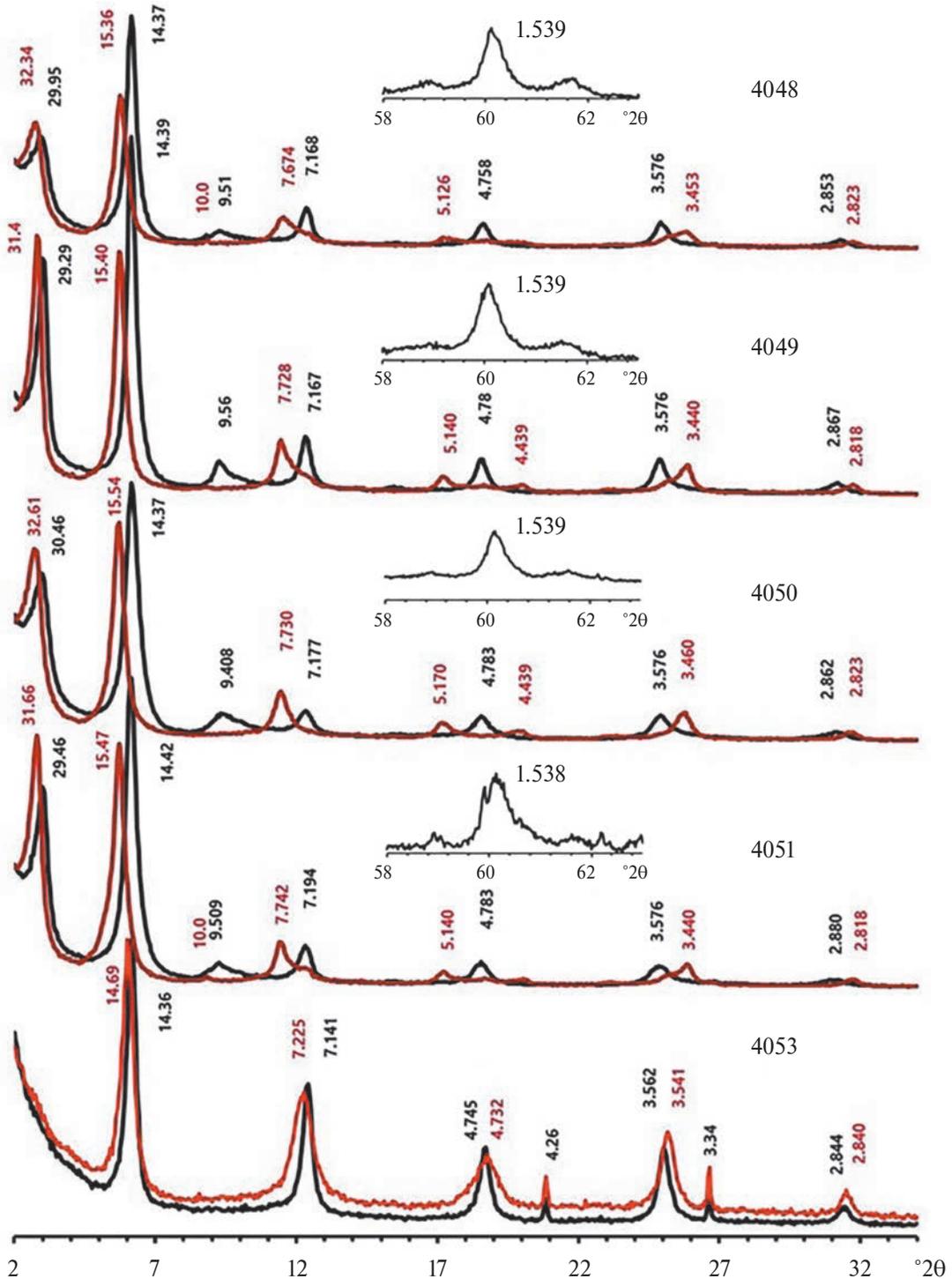


Рис. 4. Дифрактограммы, полученные от ориентированных препаратов фракций $< 1 \mu\text{m}$ в воздушно-сухом (черные линии) и насыщенном этиленгликолем (красные линии) состояниях. На врезках показаны фрагменты порошковых дифрактограмм в области отражений 060.

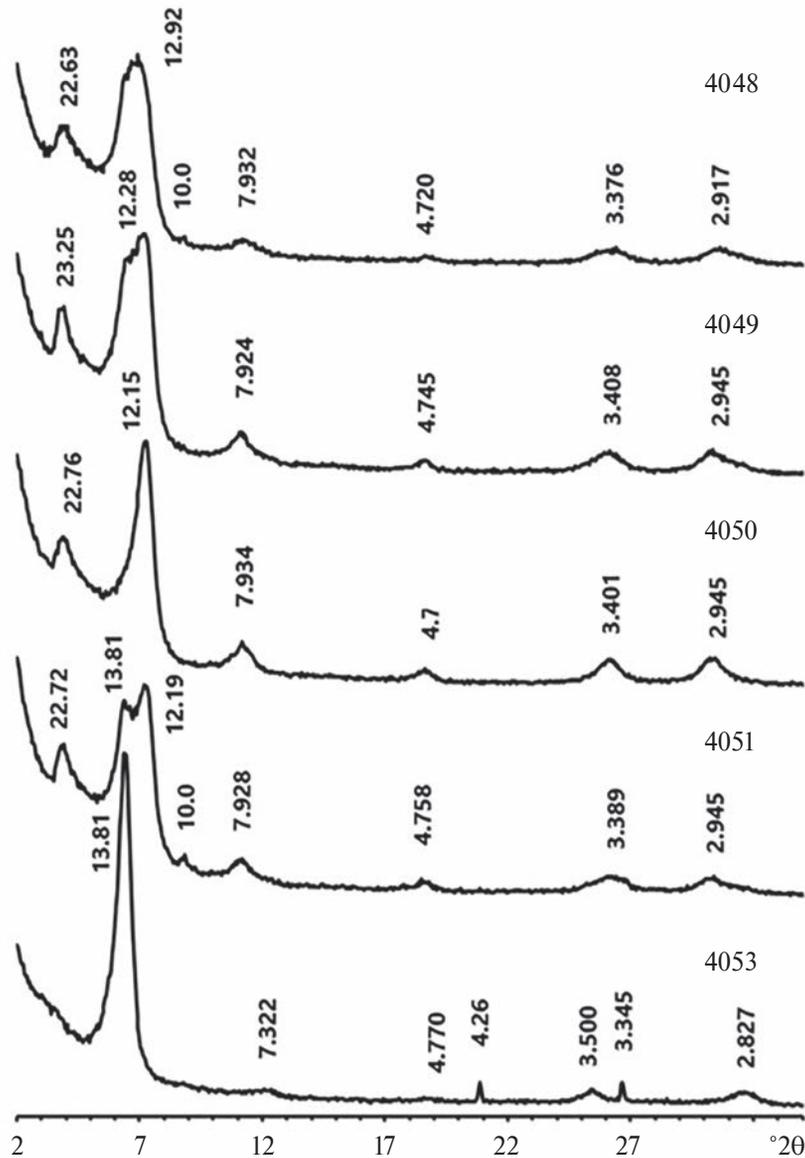


Рис. 5. Дифрактограммы, полученные от ориентированных препаратов фракций < 1 мкм после прокаливания образцов при $T = 550^\circ\text{C}$.

от максимально возможной тенденции к порядку до полного беспорядка. В том случае, когда $W_B < P_{BB} < 1$ и $W_A < P_{AA} < 1$, модели описывают разную степень сегрегации слоев А и В типов. В предельном случае, при $P_{AA} = 1$ и $P_{BB} = 1$, модель представляет собой механическую смесь кристаллов, состоящих только из слоев А и только из слоев В (случай максимальной сегрегации слоев А и В). Легко показать, что для таких моделей независимыми являются только два вероятностных коэффициента, например, при $W_A > W_B$ независимыми можно выбрать W_B и P_{BB} , причем P_{BB} может принимать значения от 0 до 1.

В более сложных моделях число типов слоев может быть больше двух, а фактор ближнего порядка $R > 1$. В этих случаях необходимо вводить новые вероятностные коэффициенты. В частности, в двухкомпонентных моделях с $R = 2$ помимо приведенных выше вероятностных параметров надо задавать коэффициенты P_{ijk} , характеризующие вероятность найти слой типа k при условии, что он следует за парой слоев ij и т.д.

Процесс моделирования заключается в поиске оптимальной структурной модели, параметры которой должны быть оправданными со структурной и кристаллохимической точек зрения и при

Таблица 2. Значения межплоскостных расстояний $d(00l)$, $d(001)$, $d(001)_{\text{ср}}$ базальных рефлексов и коэффициента вариации CV [Bailey, 1982] для исследованных образцов в насыщенном этиленгликолем состоянии

Образец	4048		4049		4050		4051		4053	
	$d(00l)$ Å	$d(001)$ Å								
001	32.340	32.340	31.400	31.400	32.610	32.610	31.660	31.660	14.690	14.690
002	15.360	30.720	15.400	30.800	15.540	31.080	15.470	30.940	7.225	14.450
003	—	—	—	—	—	—	—	—	4.732	14.196
004	7.673	30.692	7.728	30.912	7.730	30.920	7.742	30.968	3.534	14.136
005	—	—	6.237	31.185	6.259	31.295	6.198	30.990	2.840	14.200
006	5.140	30.840	5.140	30.840	5.164	30.984	5.140	30.840		
007	4.506	31.542	4.439	31.073	4.461	31.227	4.428	30.996		
008	—	—	3.858	30.864	3.834	30.672	3.859	30.872		
009	3.446	31.014	3.440	30.960	3.460	31.140	3.440	30.960		
0010	—	—	3.084	30.840	—	—	3.038	30.380		
0011	2.823	31.053	2.818	30.998	2.827	31.097	2.818	30.998		
$d(001)_{\text{ср}}$, Å	31.172		30.987		31.225		30.960		14.334	
CV	1.75		0.58		1.67		1.16		1.45	

этом обеспечивать максимально близкое соответствие рассчитанной и экспериментальной дифракционных картин.

Модели хлорит-сметит с упорядоченным чередованием слоев разных типов

Очевидно, что наиболее вероятными структурными моделями для исследуемых образцов, на дифрактограммах которых наблюдаются малоугловые сверхрефлексы, могут оказаться смешанослойные хлорит-сметиты с разной концентрацией хлоритовых и сметитовых слоев, чередующихся с той или иной тенденцией к порядку. В рамках этих моделей триоктаэдрическую структуру хлоритового и сметитового слоев задавали с помощью z -координат атомов с фиксированным составом анионного каркаса, тетраэдрических сеток, молекул этиленгликоля и обменных катионов в сметитовых межслоях [Moore, Reynolds, 1989]. Варьируемыми параметрами являлись содержания катионов Fe в составе 2 : 1 и 1 : 1 октаэдров и молекул H₂O в сметитовых межслоях. В процессе моделирования основное внимание обращалось на совпадение позиций, интенсивностей и профилей базальных отражений на рассчитанных дифракционных картинах, сравниваемых с экспериментальными. Поэтому, варьируя вероятностные параметры W_i и P_{ij} , высоты хлоритовых и сметитовых слоев, общее число слоев в кристаллах, а также состав октаэдров и сметитовых межслоев, добивались наилучшего совпадения дифракционных кривых, оценивая его величиной профильного фактора $R_p = \sum_i |I(\text{exp})_i - I(\text{cal})_i| / \sum_i I(\text{exp})_i$, где

$I(\text{exp})_i$ и $I(\text{cal})_i$ – экспериментальные и рассчитанные интенсивности при каждом i -ом значении дифракционного угла $2\theta_i$. Уменьшение фактора R_p достигалось также введением в модель так называемых микроискажений, связанных с небольшими вариациями высот хлоритовых и слюдистых слоев, задаваемыми в виде нормального распределения относительно их среднего значения [Drits, Tchoubar, 1990; Sakharov, Lanson, 2013]. На рис. 6 показано сравнение расчетных и экспериментальных дифрактограмм для исследованных образцов, а в табл. 3 приведены полученные для них оптимальные структурные параметры рассматриваемой модели. Из рис. 6 можно видеть, что, несмотря на относительно близкое соответствие расчетных и экспериментальных позиций базальных рефлексов (за исключением малоуглового сверхрефлекса), некоторые их интенсивности и профили заметно различаются. Эти различия сравниваемых картин закономерно отражаются на значениях профильного фактора R_p , величина которого для образцов 4048–4051 составляет ~22–25%, а для образца 4053 равна ~16%. Очевидно, что такое качество совпадения дифракционных картин для образцов 4048–4051 не может достоверно отражать их реальную структуру. Однако все наши попытки улучшить качество моделирования дифракционных картин, добавляя в модель структуры еще один тип слоя – высокозарядный сметитовый (вермикулитовый), высота которого с молекулами этиленгликоля составляет 12.9–13.5 Å или повышая фактор ближнего порядка до $R = 2, 3$, не привели к снижению профильного фактора R_p ,

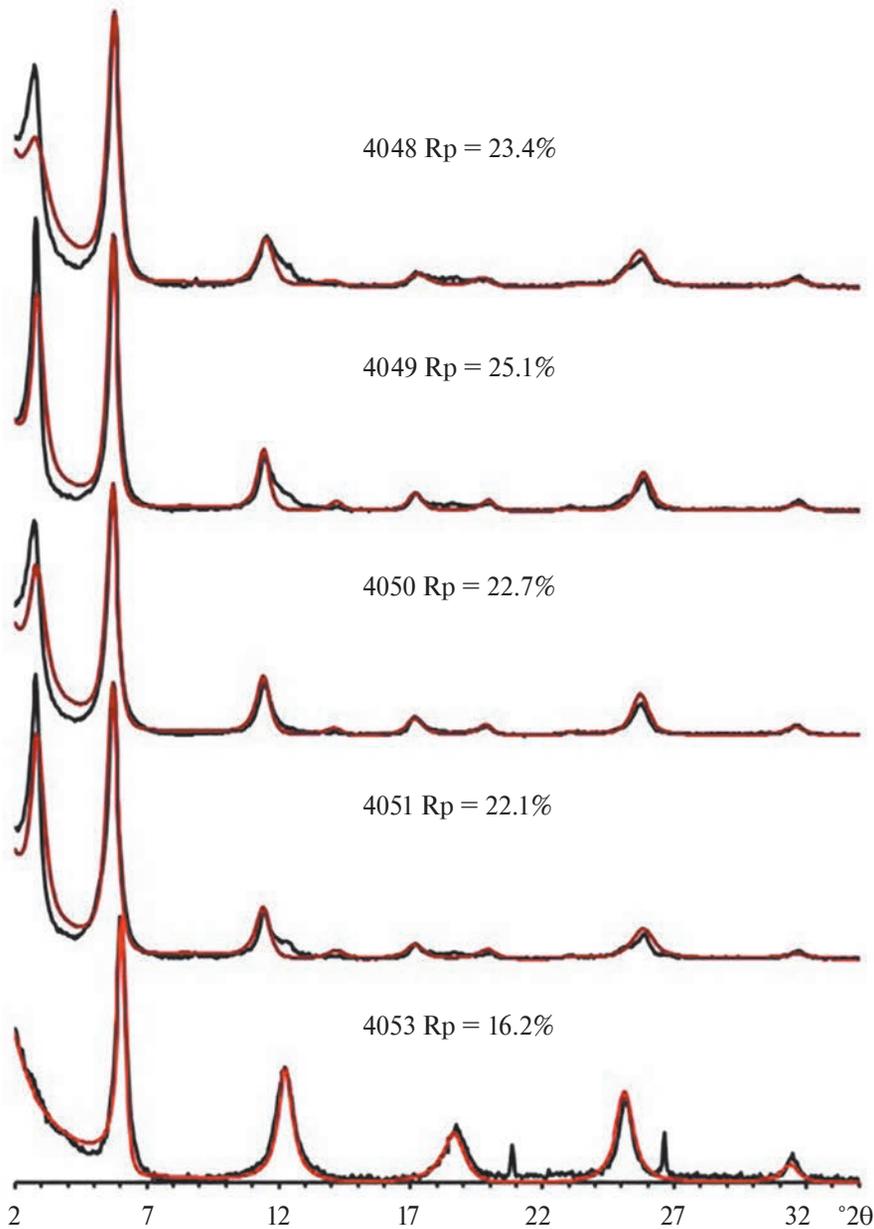


Рис. 6. Сравнение экспериментальных дифрактограмм (черные линии) с дифракционными картинками (красные линии), рассчитанными для моделей хлорит-сметит с упорядоченным чередованием слоев разных типов (структурные параметры моделей, см. табл. 3).

R_p – величина профильного фактора, характеризующая качество совпадения дифрактограмм.

а напротив еще больше увеличили его значения. Следовательно, реальная структура рассматриваемых смешанослойных минералов описывается принципиально иной моделью.

Модели, представляющие собой смесь хлорит-сметита с упорядоченным чередованием слоев разных типов и хлорита

Из рис. 6 видно, что наибольшие расхождения экспериментальных дифракционных картин,

сравниваемых с рассчитанными для моделей с упорядоченным чередованием хлоритовых и смектитовых слоев, касаются малоугловой области со сверхрефлексом и асимметричных отражений с $d \sim 7.7 \text{ \AA}$ (в сторону больших углов) и $d \sim 3.45 \text{ \AA}$ (в сторону малых углов). Возможно, что асимметрия указанных рефлексов связана с присутствием в составе образцов примеси хлорита в виде самостоятельной фазы. Поэтому новое моделирование дифракционных картин

Таблица 3. Результаты моделирования экспериментальных дифракционных картин исследуемых образцов для разных структурных моделей

Однофазная модель: хлорит-сметит							
хлорит-сметит	Образец	4048	4049	4050	4051	4053	
	$h_{\text{хл}}(\text{Å})$	14.20	14.15	14.20	14.15	14.25	
	$h_{\text{см}}(\text{Å})$	16.85	16.85	16.90	16.85	16.75	
	$W_{\text{хл}} : W_{\text{см}}$	0.60 : 0.40	0.53 : 0.47	0.55 : 0.45	0.53 : 0.47	0.89 : 0.11	
	$P_{\text{см,см}}$	0	0	0	0	0	
	$N_{\text{ср}}$	7.5	8.5	7.5	7.5	12.5	
	$[(\text{Mg,Al}) : \text{Fe}]_{2:1}$	5.0 : 1.0	5.0 : 1.0	5.0 : 1.0	5.0 : 1.0	5.0 : 1.0	
	$[(\text{Mg,Al}) : \text{Fe}]_{0:1}$	5.7 : 0.3	4.9 : 1.1	5.3 : 0.7	5.1 : 0.9	5.5 : 0.5	
	$\text{H}_2\text{O}_{\text{см}}$	0.2	0.2	0.5	0	0	
	$\Delta_{\text{хл}}(\text{Å})$	0.3	0.3	0.2	0.4	0.3	
$\Delta_{\text{см}}(\text{Å})$	0.5	0.4	0.4	0.5	0.5		
$\text{Rp}(\%)$	23.4	25.1	22.7	22.1	16.2		
Двухфазная модель: хлорит-сметит + хлорит							
хлорит-сметит	$h_{\text{хл}}(\text{Å})$	14.10	14.10	14.15	14.15	14.25	
	$h_{\text{см}}(\text{Å})$	16.80	16.85	16.90	16.85	16.75	
	$W_{\text{хл}} : W_{\text{см}}$	0.53 : 0.47	0.50 : 0.50	0.54 : 0.46	0.51 : 0.49	0.88 : 0.12	
	$P_{\text{см,см}}$	0	0	0	0	0	
	$N_{\text{ср}}$	8.0	9.0	8.0	7.5	13.0	
	$[(\text{Mg,Al}) : \text{Fe}]_{2:1}$	5.0 : 1.0	5.0 : 1.0	5.0 : 1.0	5.0 : 1.0	5.5 : 0.5	
	$[(\text{Mg,Al}) : \text{Fe}]_{0:1}$	5.3 : 0.7	5.0 : 1.0	5.0 : 1.0	5.5 : 0.5	5.9 : 0.1	
	$\text{H}_2\text{O}_{\text{см}}$	0.2	0.2	0	0.2	0.9	
	$\Delta_{\text{хл}}(\text{Å})$	0.2	0.25	0.2	0.4	0.3	
	$\Delta_{\text{см}}(\text{Å})$	0.5	0.4	0.4	0.5	0.4	
хлорит	$h_{\text{хл}}(\text{Å})$	14.24	14.24	14.24	14.24	14.24	
	$N_{\text{ср}}$	4	4	4	4	7	
	$\text{Fe}_{2:1}$	2.0	2.0	2.0	2.0	1.0	
	$\text{Fe}_{0:1}$	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	
	$\Delta_{\text{хл}}(\text{Å})$	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	
	$C_{\text{хл-см}} : C_{\text{хл}}(\%)$	74 : 26	81 : 19	83 : 17	80 : 20	95 : 5	
	$\text{Rp}(\%)$	20.7	23.8	20.8	21.1	17.2	
	Однофазная модель: хлорит-корренсит						
	хлорит-корренсит	$h_{\text{хл}}(\text{Å})$	14.22	14.22	14.22	14.20	14.23
		$h_{\text{кор}}(\text{Å})$	31.0	31.05	31.17	31.15	31.20
$W_{\text{хл}} : W_{\text{кор}}$		0.60 : 0.40	0.52 : 0.48	0.50 : 0.50	0.53 : 0.47	0.885 : 0.115	
$P_{\text{кор, кор}}$		0.75	0.80	0.80	0.80	0.22	
$N_{\text{ср}}$		6	5	5	6	10.9	
$[(\text{Mg,Al}) : \text{Fe}]_{2:1}$		5.0 : 1.0	5.0 : 1.0	5.0 : 1.0	6.0 : 0	5.0 : 1.0	
$[(\text{Mg,Al}) : \text{Fe}]_{0:1}$		5.7 : 0.3	5.3 : 0.7	5.0 : 1.0	6.0 : 0	5.5 : 0.5	
$\text{H}_2\text{O}_{\text{см}}$		0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	
$\Delta_{\text{хл}}(\text{Å})$		0.5	0.5	0.5	0.7	0.4	
$\Delta_{\text{кор}}(\text{Å})$		0.5	0.5	0.5	0.7	0.5	
$\text{Rp}(\%)$		5.2	7.9	6.9	9.6	7.6	
Sg		0.58	0.62	0.60	0.62	0.12	

Примечание. $h_{\text{хл}}$, $h_{\text{см}}$, $h_{\text{кор}}$ — высота хлоритового, смектитового и корренситового слоя, соответственно; $W_{\text{хл}}$, $W_{\text{см}}$, $W_{\text{кор}}$ — содержание в смешанослойной структуре хлоритовых, смектитовых и корренситовых слоев, соответственно; $P_{\text{см,см}}$, $P_{\text{кор,кор}}$ — условные вероятности обнаружить в смешанослойной структуре хлоритовые и корренситовые слои, следующие за хлоритовыми и корренситовыми слоями, соответственно; $N_{\text{ср}}$ — среднее число слоев в кристаллах; $[(\text{Mg,Al}) : \text{Fe}]_{2:1}$, $[(\text{Mg,Al}) : \text{Fe}]_{0:1}$ — содержание в формульных единицах катионов (Mg,Al) и Fe в октаэдрах 2 : 1 и 0 : 1 хлоритовых, смектитовых и корренситовых слоев; $\text{H}_2\text{O}_{\text{см}}$ — содержание в формульных единицах молекул воды в смектитовых межслоях; $\Delta_{\text{хл}}$, $\Delta_{\text{см}}$, $\Delta_{\text{кор}}$ — величина дисперсии в функции нормального распределения, описывающей вариации толщин хлоритовых, смектитовых и корренситовых слоев, соответственно; $C_{\text{хл-см}} : C_{\text{хл}}$ — содержание хлорит-сметита и хлорита в образце; Rp — профильный фактор, характеризующий степень соответствия экспериментальной и рассчитанной дифракционных картин [Drits, Tchoubar, 1990; Sakharov, Lanson, 2013].

исследуемых образцов было проведено для модели, представляющей собой смесь упорядоченного хлорит-сметита и хлорита (рис. 7, см. табл. 3). В рамках этой модели совпадение экспериментальных и расчетных дифрактограмм визуально заметно улучшилось для асимметричных рефлексов, но осталось плохим в малоугловой области. Для каждого образца это подтверждается значением профильного фактора R_p , величина которого немного снизилась по сравнению с предыдущей моделью, но в целом осталась на таком же уровне (см. табл. 3).

Модели хлорит-корренсит с тенденцией к сегрегации в чередовании слоев разных типов

В рассмотренных выше двух структурных моделях можно видеть, что содержание хлоритовых слоев в смешанослойной хлорит-сметитовой фазе всегда превышает содержание сметитовых слоев или равно ему, $W_{хл} \geq W_{см}$, а распределение сметитовых слоев в кристаллах не допускает их совместной встречаемости, то есть $P_{см,см} = 0$ (см. табл. 3). В таком случае можно предположить, что исследуемые образцы являются смешанослойными образованиями, в структуре которых раздельно сосуществуют хлоритовые и корренситовые слои, где последние объединяют сметитовый и хлоритовый слои в один слой. Иными словами, корренситовые слои можно рассматривать, как самостоятельные, образованные парой 2 : 1 пакетов и двумя межслоевыми промежутками — бруситового и сметитового типа. Чередование таких сдвоенных слоев будет описывать регулярную структуру корренсита так же, например, как структуру хлорита можно представить упорядоченным чередованием тальковых и бруситовых слоев.

Моделирование дифрактограмм образцов 4048–4051 в рамках этой модели показало, что совпадение расчетных и экспериментальных дифракционных картин резко улучшилось (рис. 8), а значения профильного фактора R_p снизились на ~10–15% по сравнению с таковыми для двух предыдущих моделей. Анализируя полученные вероятностные параметры моделей хлорит-корренсит (см. табл. 3), можно видеть, что соотношение хлоритовых и корренситовых слоев меняется в незначительных пределах от 0.50 : 0.50 до 0.60 : 0.40. Кроме того хлоритовые и корренситовые слои чередуются с тенденцией к сегрегации, поскольку для каждого образца $P_{кор,кор} > W_{кор}$. Согласно [Cesari et al., 1965], степень сегрегации слоев в двухкомпонентной (А и В) смешанослойной структуре определяется формулой

$Sg = 1 - (1 - P_{BB}) / (1 - W_B)$, причем значения Sg меняются от 1 при $P_{BB} = 1$ (максимальная степень сегрегации) до 0 при $P_{BB} = W_B$ (полный беспорядок в чередовании слоев А и В). Для рассматриваемых образцов $Sg = 0.58–0.62$ (см. табл. 3) указывает на относительно высокую степень сегрегации хлоритовых и корренситовых слоев в их структуре. Следует также отметить, что все хлорит-корренситы из данной группы образцов характеризуются практически одинаковым размером кристаллитов (или так называемых областей когерентного рассеяния), задаваемым в модели смешанослойной структуры средним числом слоев N_{cp} , равным 5 или 6 (см. табл. 3).

Образец 4053 тоже оказался смешанослойным хлорит-корренситом ($R_p = 7.6\%$, см. рис. 8, табл. 3), но в отличие от предыдущих образцов со значительно более высоким содержанием хлоритовых слоев, $W_{хл} : W_{кор} = 0.885 : 0.115$, и более низкой степени их сегрегации $Sg = 0.12$. При этом среднее число слоев в кристаллитах у данного образца, $N_{cp} = 11$, почти в два раза выше, чем у образцов 4048 – 4051 (см. табл. 3). Однако, если рассчитать среднюю толщину кристаллитов в ангстремах: $T_{cp} = N_{cp}(W_{хл} h_{хл} + W_{кор} h_{кор})$, где $h_{хл}$ и $h_{кор}$ — высоты хлоритового и корренситового слоев, то она равна 174 Å для образца 4053, а для образцов 4048–4051 составляет 111–132 Å. Это показывает, что разница в истинных размерах кристаллитов для сравниваемых образцов существенно ниже, чем казалось вначале для величин N_{cp} .

Таким образом, моделирование экспериментальных дифракционных картин однозначно показывает, что в изученных смешанослойных образованиях корренситовые слои выступают в качестве самостоятельной структурной единицы наравне с хлоритовыми слоями. Иными словами, сметитовые и хлоритовые слои в корренситовой составляющей исследованных смешанослойных структур не являются независимыми. Возможно, многие образцы, диагностированные в литературе как смешанослойные хлорит-сметиты с той или иной степенью структурной упорядоченности, на самом деле являются смешанослойными минералами хлорит-корренсит. Эти результаты также полностью подтверждают вывод Д. Бофора с соавторами [Beaufort et al., 1997] о том, что корренсит следует рассматривать, как истинную термодинамическую фазу.

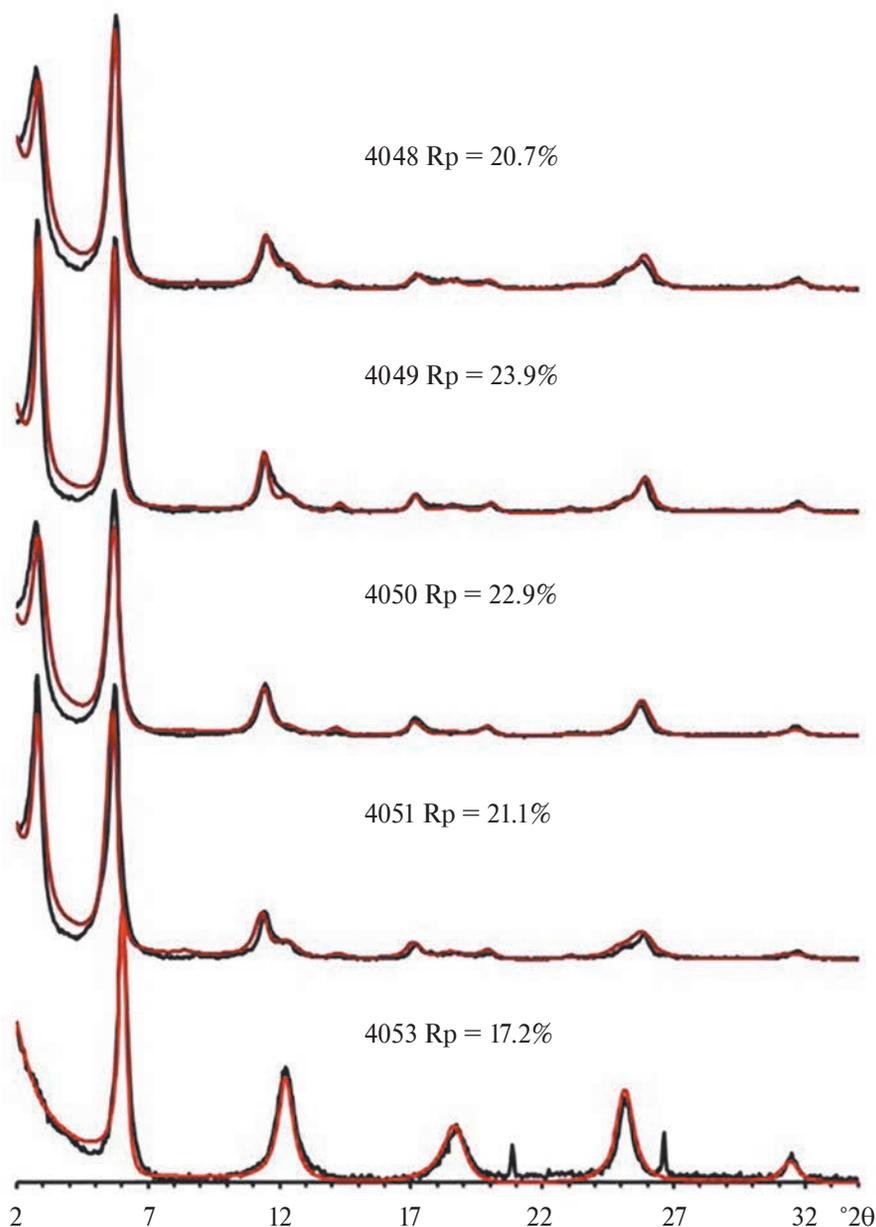


Рис. 7. Сравнение экспериментальных дифрактограмм (черные линии) с дифракционными картинками (красные линии), рассчитанными для моделей, представляющих собой смесь хлорит-сметита с упорядоченным чередованием слоев разных типов и хлорита (структурные параметры моделей, см. табл. 3). R_p – величина профильного фактора, характеризующая качество совпадения дифрактограмм.

*Результаты изучения морфологии
частиц в сканирующем микроскопе*

Исходные терригенные неизменные осадки из референтной скважины 855А (образец 2859) состоят из хаотично расположенных обломков пород и минералов, а также из бесформенных пластинок глинистых минералов (рис. 9а). В отличие от последних форма частиц новообразованных смешанослойных хлорит-корренситов в гидротермально измененных осадках из

скв. 1036А (образцы 4048 и 4053) совершенно другая, не похожая на форму частиц терригенных глинистых минералов (см. рис. 9б, 9в). Кроме того, в терригенных неизменных осадках из референтной скв. 855А нет таких хорошо ограниченных кристаллов кварца, какие встречаются в обр. 4053 из гидротермально измененных осадков скв. 1036А (см. рис. 9в).

Смешанослойный хлорит-корренсит с соотношением хлоритовых и корренситовых слоев

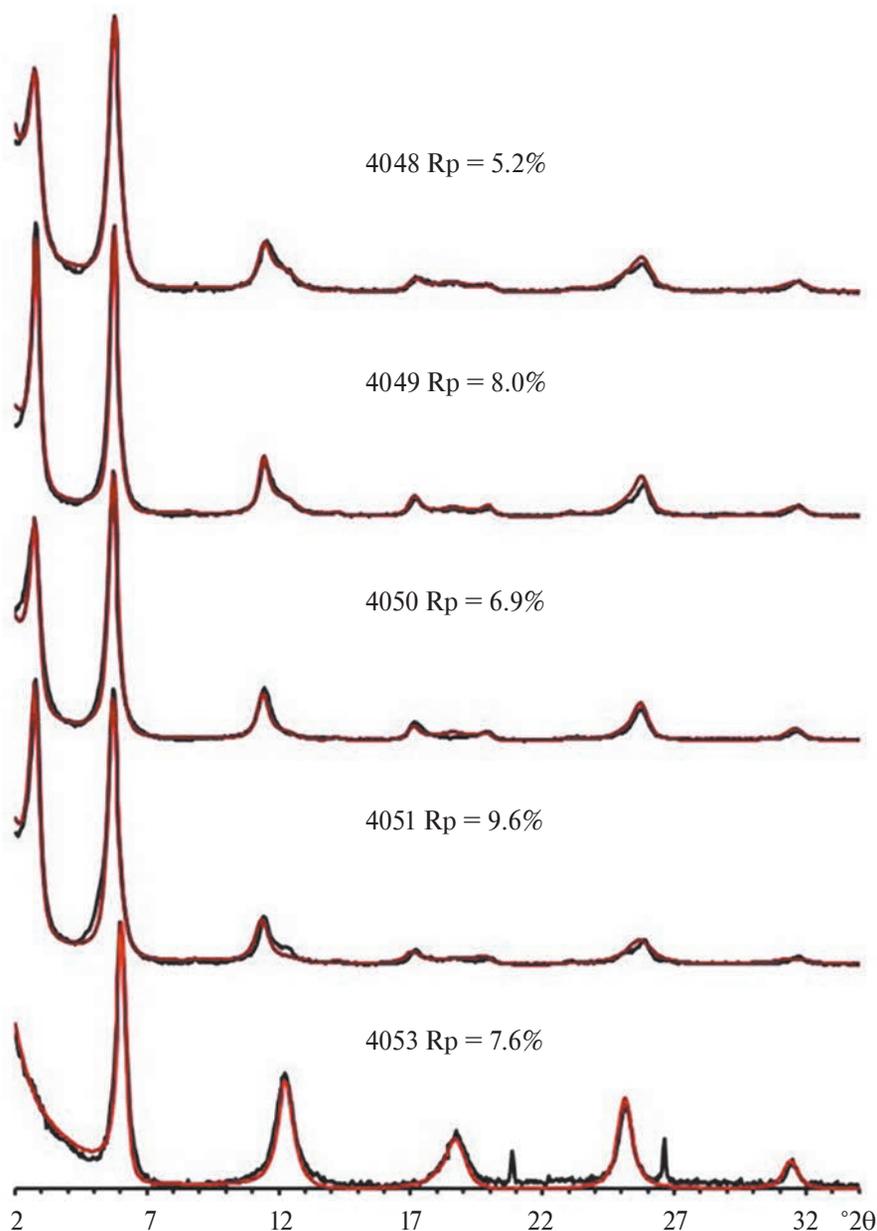


Рис. 8. Сравнение экспериментальных дифрактограмм (черные линии) с дифракционными картинками (красные линии), рассчитанными для моделей хлорит-корренсит с тенденцией к сегрегации в чередовании слоев разных типов (структурные параметры моделей, см. табл. 3).

Rp – величина профильного фактора, характеризующая качество совпадения дифрактограмм.

0.89 : 0.11 (обр. 4053) характеризуются плоскими чешуйками с ровными краями (см. рис. 9в), в то время как хлорит-корренсит с соотношением хлоритовых и корренситовых слоев $\sim 0.5 : 0.5$ (обр. 4048) представлен искривленными пластинками с неровными краями (см. рис. 9б). Возможно, что более высокое содержание смектитовых межслоев в обр. 4048, по сравнению с обр. 4053, приводит к значительному искривлению частиц за счет разницы

в параметрах a и b тетраэдрических сеток, прилегающих к смектитовому и бруситовому межслоям, имеющих разное замещение Si на Al.

Кристаллохимические особенности смешанослойных хлорит-корренситов

Чтобы выявить кристаллохимические особенности смешанослойных хлорит-корренситов, для трех образцов 4048, 4049 и 4053 были

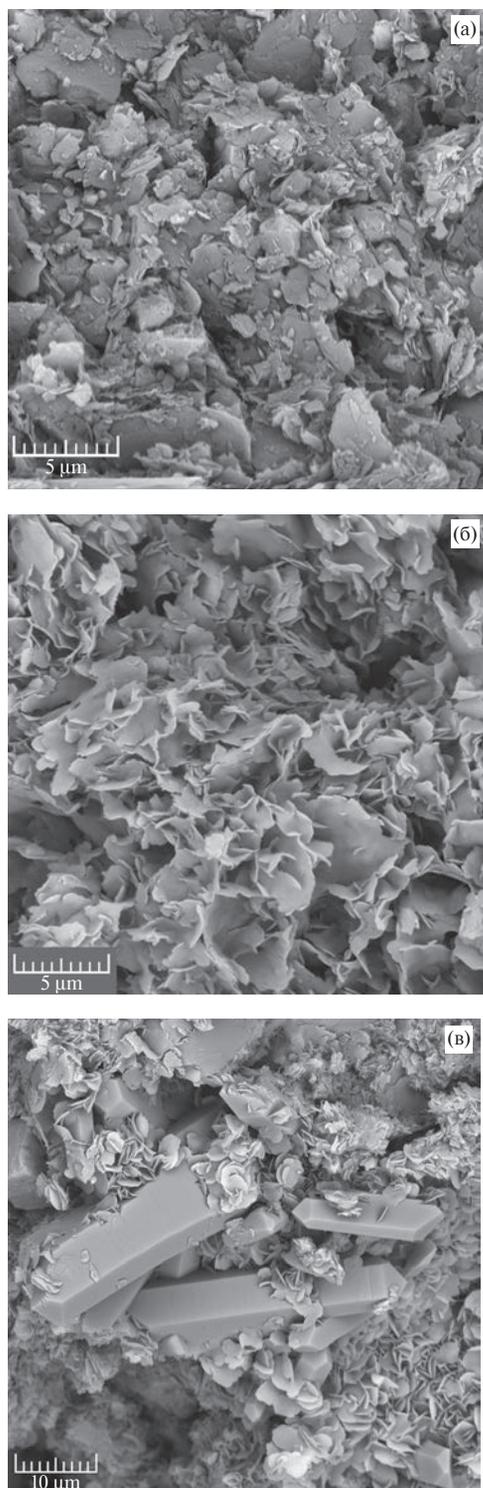


Рис. 9. Микрофотографии свежих сколов образцов осадков.

а – исходные терригенные неизмененные осадки из референтной скважины 855А, образец 2859; б, в – гидротермально измененные осадки из скважины 1036А, образцы 4048 и 4053 соответственно; образец 4048 (б) содержит хлорит-корренсит с $W_x : W_k = 0.6:0.4$; образец 4053 (в) содержит хлорит-корренсит с $W_x : W_k = 0.89 : 0.11$ и кристаллы кварца.

приготовлены ориентированные препараты из фракции <1 мкм, которые анализировались в сканирующем микроскопе, снабженном микронной приставкой. В табл. 4 приведены усредненные данные о химическом составе смешанослойных хлорит-корренситов, полученные по результатам более 50 микроанализов индивидуальных частиц и рассчитанные на 100%.

Структурная формула корренсита, $(Ca Na)_x (R^{2+} R^{3+}) (Si_{8-(x+y)} Al_{(x+y)}) O_{20} (OH)_{10} nH_2O$, может быть представлена, как сумма двух формул – триоктаэдрического хлорита, $(R^{2+} R^{3+}) (Si_{4-y} Al_y) O_{10} (OH)_8$ и смектита $(Ca Na)_x R^{3+} (Si_{4-x} Al_x) O_{10} (OH)_2$, где R^{2+} и R^{3+} двухвалентные, Mg, Fe^{2+} , и трехвалентные, Al, Fe^{3+} , катионы, заселяющие октаэдры 2 : 1 слоев и бруситовые сетки структуры [Дриц и др., 2011]. В случае смешанослойных хлорит-корренситов необходимо подсчитать концентрации хлоритовых и смектитовых слоев для каждого образца, принимая во внимание, что корренситовые слои наполовину состоят из хлоритовых слоев. При известном соотношении $W_{хл} : W_{кор}$ концентрация хлоритовых слоев равна $C_{хл} = (W_{хл} + W_{кор}) / (W_{хл} + 2W_{кор})$, а смектитовых $C_{см} = W_{кор} / (W_{хл} + 2W_{кор})$. Для обр. 4048, 4049 и 4053 с $W_{хл} : W_{кор}$, равными 0.60 : 0.40, 0.52 : 0.48 и 0.885 : 0.115 (см. табл. 3), соотношения $C_{хл} : C_{см}$ принимают значения 0.714 : 0.286, 0.676 : 0.324 и 0.90 : 0.10 соответственно. Тогда легко подсчитать усредненный анионный состав смешанослойных хлорит-корренситов, $C_{хл}[O_{10}(OH)_8] + C_{см}[O_{10}(OH)_2]$, который в образцах 4048, 4049 и 4053 будет равен $O_{10}(OH)_{6.29}$, $O_{10}(OH)_{6.05}$, $O_{10}(OH)_{7.38}$.

Согласно результатам сканирующей электронной микроскопии и рентгеновской дифракции, в исследуемых образцах кроме смешанослойных хлорит-корренситов имеется примесь кварца, которую необходимо учесть при расчете кристаллохимических формул.

Принимая во внимание результаты моделирования этих минералов, показывающие, что в октаэдрах 2 : 1 пакетов и 0 : 1 сетках их структуры нет вакантных позиций (см. табл. 3), из

Таблица 4. Химический состав (%) смешанослойных хлорит-корренситов по усредненным данным микроанализов ($n > 50$) индивидуальных частиц

Образец	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O
4048	43.08	20.99	6.94	27.88	0.48	0.05
4049	43.08	18.81	8.72	28.27	0.63	0.00
4053	50.36	19.72	6.20	23.08	0.41	0.00

химических анализов образцов 4048, 4049 и 4053 вычиталось такое количество SiO_2 (9.80, 7.05 и 26.60% соответственно), которое обеспечивало строго триоктаэдрическую сумму катионов всех октаэдров. В табл. 5 приводятся общие кристаллохимические формулы хлорит-корренситов исследуемых образцов. Сравнивая их друг с другом, видим, что они схожи по относительному содержанию катионов в одинаковых структурных позициях, несмотря на контрастное соотношение хлоритовых и корренситовых слоев в образцах 4048, 4049 по отношению к образцу 4053. Более того они характеризуются самым высоким содержанием катионов Si и Mg по отношению к другим катионам и близким отношением $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$, равным 0.14, 0.17 и 0.15 для образцов 4048, 4049 и 4053 соответственно. Это может свидетельствовать о том, что формирование этих минералов определялось главным образом одинаковым составом гидротермального флюида и исходного вещества, по которому, по-видимому, происходил синтез хлорит-корренситов. Действительно, как было показано [Курносов и др. 2024], состав исходных терригенных осадков, вскрытых скважиной ODP 1036A по всей ее глубине (36.5 м), до воздействия на них гидротермального источника был достаточно однородным.

Чтобы представить составы индивидуальных типов слоев в структуре хлорит-корренсита, требуется разделить общую кристаллохимическую формулу этого минерала на формулы их хлоритового и корренситового компонентов, предварительно сделав несколько допущений [Дриц и др., 2011]. Предположим, что хлоритовые слои и хлоритовая компонента корренситовых слоев в смешанослойной структуре имеют одинаковый состав, а положительный заряд смектитовых межслоев (с катионами Ca и Na) компенсируется отрицательным зарядом примыкающих к ним тетраэдрических сеток. Кроме того, пусть октаэдрические катионы Al располагаются только в бруситовых сетках, а соотношение катионов Mg и Fe^{2+} в октаэдрах 2 : 1 слоев для обоих компонентов смешанослойной структуры совпадает с их соотношением в общей кристаллохимической формуле. Зная содержание катионов Ca и Na в общей кристаллохимической формуле и концентрацию смектитовых слоев в смешанослойной структуре, легко определить степень замещения Si на Al в тетраэдрах смектитовых слоев, и, как следствие этого, состав тетраэдров хлоритовых слоев. Для каждого образца в табл. 5 приведены рассчитанные средние кристаллохимические формулы

для хлоритового и корренситового компонентов, а также состав их тетраэдров и октаэдров в 2 : 1 пакетах и 0 : 1 сетках. Если сравнивать между собой средние формулы хлоритового компонента трех образцов, или состав их тетраэдров и октаэдров, то видно, что они очень близки. Такое же сравнение для корренситовой составляющей показывает, что ее хлоритовая часть, согласно сделанным допущениям, одинакова с составом хлоритового компонента в смешанослойной структуре и поэтому также близка у всех трех образцов (см. табл. 5). Однако смектитовая часть заметно различается по замещению Si на Al в тетраэдрах и соответственно по составу смектитовых межслоев. Если для образцов 4048 и 4049 состав тетраэдров Si : Al составляет 3.66 : 0.34 и 3.63 : 0.37 ф.е. (формульных единиц), что соответствует низкозарядным смектитам, то для образца 4053 соотношение Si : Al, равное 3.02 : 0.98 ф.е. указывает на высокозарядный смектит или вермикулит. Следовательно, образцы 4048 и 4049 отличаются от образца 4053 не только разным содержанием хлоритового компонента в смешанослойной структуре хлорит-корренсит (см. табл. 3), но и типом разбухающих слоев – низкозарядных смектитовых у образцов 4048, 4049 и высокозарядных смектитовых (вермикулитовых) у образца 4053.

Д. Бофорт и А. Менье [Beaufort, Meunier, 1994], обсуждая структуру корренсита, пришли к выводу, что модель с асимметричными зарядами тетраэдрических сеток в 2 : 1 слоях, предложенная [Shau et al., 1990], противоречит кристаллографическим ограничениям, которые связывают увеличение параметра *b* структуры с увеличением тетраэдрического заряда [Suquet et al., 1981]. Их модель корренсита предполагает, что 2 : 1 слои имеют одинаковое замещение Si на Al в тетраэдрических сетках, как это обычно бывает в структуре простых слоистых силикатов. На рис. 10а, 10б показаны схемы возможных моделей корренситовых и хлоритовых компонентов в смешанослойном минерале хлорит-корренсит (образец 4048), в которых: а) корренситовая составляющая имеет асимметричное распределение Si и Al в тетраэдрических сетках 2 : 1 слоев и б) оба компонента имеют одинаковое замещение Si на Al в тетраэдрах. Следует отметить, что в “асимметричной” модели локальная компенсация положительного октаэдрического заряда в бруситовых 0 : 1 сетках и в смектитовых межслоях осуществляется исключительно за счет замещений Si на Al в ближайших к ним тетраэдрических сетках, поскольку октаэдры 2 : 1 пакетов не содержат трехвалентных катионов и потому

Таблица 5. Общие кристаллохимические формулы хлорит-корренситов и состав их индивидуальных слоев и сеток

Образец		Смектитовый межслой		Тетраэдры		Октаэдры			Анионы		
		Ca	Na	Si	Al(IV)	Al(VI)	Mg	Fe	Σ	O	ОН
4048	Общая формула	0.04	0.01	2.88	1.12	1.02	3.62	0.50	5.14	10.00	6.29
	Корренситовый слой	0.16	0.03	6.23	1.77	1.43	6.65	0.92	9.00	20.00	10.00
	2 : 1 слой			3.66	0.34	0.00	5.27	0.73	6.00		
	0 : 1 сетка			2.57	1.43						
	Хлоритовый слой			2.57	1.43	1.43	4.02	0.56	6.00	10.00	8.00
	2 : 1 слой					0.00	2.64	0.36	3.00		
4049	Общая формула	0.06	0.00	3.02	0.98	0.87	3.55	0.61	5.03	10	6.05
	Корренситовый слой	0.18	0.00	6.37	1.63	1.26	6.61	1.13	9.00	20.00	10.00
	2 : 1 слой			3.63	0.37	0.00	5.12	0.88	6.00		
	0 : 1 сетка			2.74	1.26						
	Хлоритовый слой			2.74	1.26	1.26	4.05	0.69	6.00	10.00	8.00
	2 : 1 слой					0.00	2.56	0.44	3.00		
4053	Общая формула	0.05	0.00	2.65	1.35	1.25	3.87	0.58	5.69	10.00	7.38
	Корренситовый слой	0.49	0.00	5.64	2.36	1.38	6.63	0.99	9.00	20.00	10.00
	2 : 1 слой			3.02	0.98	0.00	5.22	0.78	6.00		
	0 : 1 сетка			2.62	1.38						
	Хлоритовый слой			2.62	1.38	1.38	4.02	0.60	6.00	10.00	8.00
	2 : 1 слой					0.00	2.61	0.39	3.00		
	0 : 1 сетка					1.38	1.41	0.21	3.00		

Примечание. При расчете кристаллохимических формул предполагалось, что все катионы Fe являются двухвалентными.

являются электро-нейтральными (см. рис. 10а). В “симметричной” модели отрицательный заряд в тетраэдрических сетках, примыкающих к бруситовым сеткам, полностью нейтрализует их положительный заряд, в то время как заряд

в тетраэдрических сетках, примыкающих к смектитовым межслоям, перераспределяется так, чтобы компенсировать положительный заряд в октаэдрах их 2 : 1 пакетов и в смектитовых межслоях (см. рис. 10б).

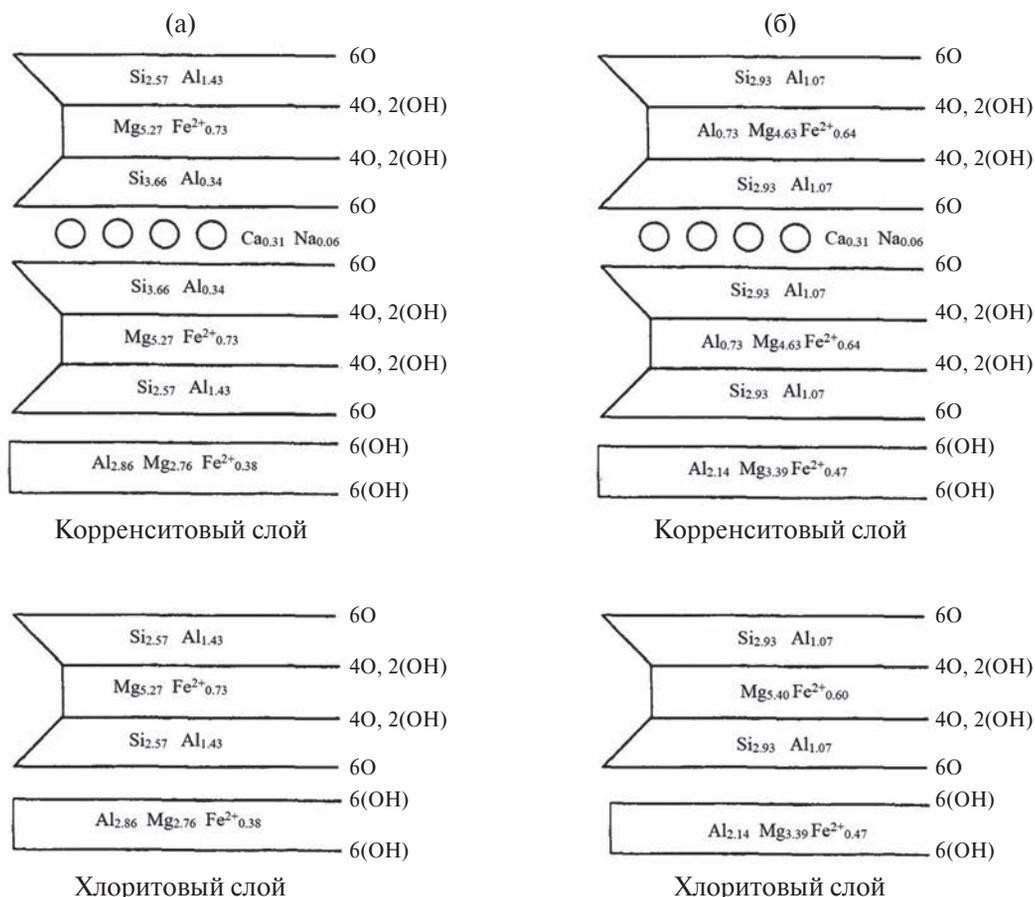


Рис. 10. Схематическое изображение структурных моделей хлоритовых и корренситовых слоев в смешанослойных минералах хлорит-корренсит, показывающее возможное распределение катионов (на основе структурной формулы образца 4048).

а – модель, в которой тетраэдрические сетки 2 : 1 корренситовых слоев имеют разное замещение Si на Al в зависимости от того примыкает ли к ним бруситовая сетка или смектитовый межслой; б – модель с одинаковым замещением Si на Al в тетраэдрах 2 : 1 корренситовых слоев.

ОБСУЖДЕНИЕ

Механизм образования смешанослойных минералов хлорит-корренсит в гидротермально измененных океанических осадках

Одним из важных вопросов является механизм образования смешанослойных минералов хлорит-корренсит в рассматриваемых осадках, подвергшихся воздействию гидротермальных растворов. Очевидно, можно предположить два возможных пути формирования корренситоподобной фазы, в отношении реализации которых имеются как сильные, так и слабые аргументы.

Первый механизм, предложенный в работе [Дриц и др., 2011], предполагает, что вначале формируются истинные корренситы с регулярной структурой, образованной периодической структурной единицей, состоящей из

пары 2 : 1 слоев с двумя межслоями смектитового и бруситового типов (см. рис. 10). Вполне вероятно, что под действием гидротермального раствора и относительно высокой температуры исходные терригенные глинистые минералы в этих осадках, представленные диоктаэдрическим смектитом, иллитом, неупорядоченным смешанослойным смектит-иллитом и триоктаэдрическим хлоритом [Курносков и др., 2024], полностью растворялись и синтезировался корренсит. На следующем этапе гидротермального преобразования осадков некоторые случайно расположенные смектитовые межслои в структуре корренсита постепенно хлоритизируются, то есть их обменные катионы и молекулы воды замещаются бруситовыми сетками. В результате такого процесса отдельные смектитовые межслои, преобразованные в бруситовую сетку, будут создавать в исходной структуре

корренсита последовательность из трех и более подряд встречающихся хлоритовых слоев, что быстро приведет к сегрегационной модели смешанослойного минерала хлорит-корренсит с $W_{\text{хл}} \geq W_{\text{кор}}$.

Однако время накопления осадков не совпадает со временем активизации гидротермальных процессов, которая могла начаться совсем недавно, и следующий этап гидротермального преобразования в изучаемых осадках, в результате которого корренситы могли быть трансформированы в хлорит-корренситы согласно вышеизложенному механизму, еще не наступил. Более того близкое соотношение хлоритовых и корренситовых слоев в структуре смешанослойных хлорит-корренситов образцов 4048–4051 ($W_{\text{хл}} : W_{\text{кор}} = 0.5 : 0.5 - 0.6 : 0.4$) и резко отличное в образце 4053 ($W_{\text{хл}} : W_{\text{кор}} = 0.9 : 0.1$), указывает на то, что существуют и другие факторы, обеспечивающие эти различия. Очевидно, высокий температурный градиент в пределах изученной колонки осадков не мог быть таким определяющим фактором, поскольку образец 4053 отобран всего в 4 м ниже образца 4051, в то время как расстояние между образцами 4051 и 4048 почти в два раза больше. В то же время, согласно петрографическим данным, в осадках образцов 4048–4051 развита сеть жилок разной мощности, а в осадке образца 4053 их нет. Это наблюдение позволяет предположить, что осадки, представленные образцами 4048–4051, были более проницаемыми для гидротермальных растворов, чем осадки с уровня отбора образца 4053.

Возможно, в данном случае реализовался другой механизм, когда смешанослойные хлорит-корренситы разного состава образовались путем синтеза при непосредственном взаимодействии исходного терригенного материала с гидротермальным раствором. Более высокопроницаемые осадки при циркуляции в них нагретой и уже измененной по составу морской воды с высоким содержанием щелочных катионов, являлись, по-видимому, более благоприятной средой для формирования смектитовых межслоев в хлорит-корренситах (образцы 4048–4051). Хлорит-корренситы образца 4053 с высоким содержанием хлоритовых слоев (и низким – корренситовых), по-видимому, образовались вследствие дефицита обменных катионов в условиях ограниченной проницаемости вмещающих глинистых алевролитов. Сегрегационные структуры смешанослойных хлорит-корренситов, установленные

в изученных образцах, скорее всего, обусловлены колебаниями катионного состава микросреды в непосредственной близости от растущих кристаллов, которые в процессе своего роста селективно обедняли ее то одними, то другими элементами, необходимыми для построения хлоритовых и корренситовых слоев. Этот механизм представляется нам более предпочтительным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе представлены результаты изучения образцов верхнеплейстоценовых осадков из скважины ODP 1036A, пробуренной на гидротермальном поле “Мертвая собака” (северная часть Срединной Долины хребта Хуан де Фука), в которых во фракции <1 мкм обнаружены смешанослойные минералы хлорит-корренсит. Методом моделирования рентгеновских дифракционных картин показано, что в этих смешанослойных минералах корренситовые слои имеют самостоятельный статус. Таким образом, корренситовый слой следует рассматривать как единый пакет, образованный сдвоенными 2 : 1 слоями и двумя межслоями – бруситовым и смектитовым, а не как отдельные самостоятельные слои хлорита и смектита, формирующие смешанослойную структуру. Предполагается, что формирование хлорит-корренситовых минералов происходило в результате растворения исходного терригенного материала осадков и их синтеза при его взаимодействии с горячим гидротермальным раствором.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Т.Д. Зеленовой за выделение из осадков фракции <0.001 мм и подготовку препаратов для рентгеновской дифрактометрии и Е.В. Покровской за проведение рентгеновских съемок, а также Н.В. Горьковой, В.В. Михееву и А.Т. Савичеву за обеспечение работы на сканирующем электронном микроскопе.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00064, <https://rscf.ru/project/23-27-00064/>.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дриц В.А., Сахаров Б.А.* Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.
- Дриц В.А., Ивановская Т.А., Сахаров Б.А., Звягина Б.Б., Горькова Н.В., Покровская Е.В., Савичев А.Т.* Смешанослойные корренсит-хлориты и механизм их образования в глауконитовых песчано-глинистых породах (рифей, Анабарское поднятие) // Литология и полезные ископаемые. 2011. № 6. С. 635–665.
- Курносоев В.Б., Коновалов Ю.И., Галин К.Р.* Изменение химического состава верхнеплейстоценовых осадков в центре активной гидротермальной системы, скважина 1036А (Срединная Долина, хребет Хуан де Фука, Тихий океан) // Океанология. 2024. № 4.
- Bailey S.W.* Nomenclature for regular interstratifications // *Am. Mineral.* 1982. V. 67. P. 394–398.
- Beaufort D., Meunier A.* Saponite, corrensite and chlorite-saponite mixed-layers in the Sancere-Couy deep drill-hole (France) // *Clay Miner.* 1994. 29. P. 47–61.
- Beaufort D., Baronnat A., Lanson B., Meunier A.* Corrensite: a single phase or a mixed-layer phyllosilicate in the saponite-to-chlorite conversion series? A case study of Sancere-Couy deep drill hole (France) // *Am. Mineral.* 1997. V. 82. P. 109–124.
- Brindley G.W., Pedro G.* Report of the AIPEA Nomenclature Committee // *AIPEA Newsletter.* 1970. № 4. P. 3–4.
- Buatier M.D., Karpoff A-M., Boni M., Früh-Green G.L., McKenzie J.A.* Mineralogical and petrographic records of sediment-fluid interaction in the sedimentary sequence at Middle Valley, Juan de Fuca Ridge, Leg 139 // *Proc. ODP. Sci. Res.* 1994. V. 139. P. 133–154.
- Cesari M., Morelli G.L., Favretto L.* The determination of the type of stacking in mixed-layer clay minerals // *Acta Crystallogr.* 1965. V. 18. P. 189–196.
- Davis E.E., Mottl M.J., Fisher A.T. et al.* Proc. ODP. Init. Repts: 139. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1992. 1026 p.
- Davis E.E., Villinger H.* Tectonic and thermal structure of the Middle Valley sedimented rift, northern Juan de Fuca Ridge / E.E. Davis, M.J. Mottl, A.T. Fisher et al. // *Proc. ODP. Init. Repts: 139.* College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1992. P. 9–41.
- Doebelin N., Kleeberg R.* Profex. A graphical user interface for the Rietveld refinement program BGMN // *J. Appl. Crystallogr.* 2015. V. 48. P. 1573–1580.
- Drits V.A., Tchoubar C.* X-Ray diffraction by disordered lamellar structures. Heldenberg: Springer-Verlag, 1990. 371 p.
- Drits V.A., Lindgreen H., Salyn A.L.* Determination by X-ray diffraction of content and distribution of fixed ammonium in illite-smectite. Application to North Sea illite-smectite // *Am. Mineral.* 1997. V. 82. P. 79–87.
- Fouquet Y., Zierenberg R.A., Miller D.J. et al.* Proc. ODP. Init. Repts: 169: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1998.
- Früh-Green G.L., McKenzie J.A., Boni M., Karpoff A-M., Buatier M.D.* Stable isotope and geochemical record of convective hydrothermal circulation in the sedimentary sequence of Middle Valley, Juan de Fuca Ridge, Leg 139 // *Proc. ODP. Sci. Res.* 1994. V. 139. P. 291–306.
- Lackschewitz K.S., Singer A., Botz R., Garbe-Schonberg D., Stoffers P., Horz K.* Formation and transformation of clay minerals in the hydrothermal deposits of Middle Valley, Juan de Fuca Ridge, ODP Leg 169 // *Econ. Geol.* 2000. V. 95. P. 361–390.
- Lippmann F.* Über einen Keuperton von Zaiserweiher bei Maulbronn // *Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie.* 1954. V. 4. P. 130–134.
- Lippmann F.* Clay minerals from the Röt member of the Triassic near Göttingen, Germany // *J. Sediment. Petrol.* 1956. V. 26. P. 125–139.
- Lippmann F.* Corrensit: In *Handbuch der Mineralogie* by C. Hintze, Ergänzungsband II, Neue Mineralien und Neue Mineralnamen by K.F. Chudoba, Teil III. 1960. P. 688–691.
- Post J.E., Bish D.L.* Rietveld refinement of crystal structures using powder X-ray diffraction data // *Rev. Mineral.* 1989. V. 20. P. 277–308.
- Moore D.M., Reynolds R.C. Jr.* X-Ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. Oxford: University Press, 1989. 332 p.
- Sakharov B.A., Lindgreen H., Salyn A.L., Drits V.A.* Determination of illite-smectite structures using multispecimen X-ray diffraction profile filling // *Clays Clay Miner.* 1999. V. 47. P. 555–566.
- Sakharov B.A., Lanson B.* X-ray identification of mixed-layer structures // *Modeling of diffraction effects.* Chapter 2.3. *Handbook of Clay Science. Part B. Techniques and Applications* / Eds F. Bergaya, G. Lagaly. Amsterdam, Boston, Heidelberg, London, N.Y., Oxford: Elsevier, 2013. P. 51–135.
- Shau Y.H., Peacor D.R., Essene E.J.* Corrensite and mixed-layer chlorite/corrensite in metabasalts from northern Taiwan: TEM/AEM, EMPA, XRD and optical studies // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 105. P. 123–142.
- Suquet J., Malard C., Copin E., Pezerat H.* Variation du paramètre *b* et de la distance basale *d*001 dans une série de saponite à charge croissante: 1. États hydratés // *Clay Miner.* 1981. V. 16. P. 53–67.

MIXED-LAYER CHLORITE-CORRENSITE MINERALS IN HYDROTHERMALLY ALTERED UPPER PLEISTOCENE SEDIMENTS, HOLE ODP 1036A, JUAN DE FUCA RIDGE, PACIFIC OCEAN

B. A. Sakharov^{1,*}, V. B. Kurnosov^{1,}, D. M. Korshunov^{1,***}, I. A. Morozov^{2,****}**

¹*Geological Institute, Russian Academy of Sciences,
Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

²*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences,
Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia*

**e-mail: sakharovba@gmail.com*

***e-mail: vic-kurnosov@rambler.ru*

****e-mail:dmit0korsh@gmail.com*

*****e-mail:ivan.morozov@yandex.ru*

The article provides detailed structural and crystal-chemical characteristics of mixed-layer chlorite-corrensite minerals, found in fractions $< 1 \mu\text{m}$, isolated from samples of Upper Pleistocene sediments from Hole ODP 1036A, which was drilled at the “Dead Dog” hydrothermal field in the northern part of the Middle Valley of the Juan de Fuca Ridge in northeastern Pacific Ocean. Using the modeling method of X-ray diffraction patterns, it was shown for the first time that the studied mixed-layer minerals should be considered as chlorite-corrensites rather than chlorite-smectites. In the structure of the studied mixed-layer minerals, trioctahedral chlorite and corrensite layers occur in a ratio of 50 : 50 – 60 : 40 and $\sim 90 : 10$, which alternate with a tendency to segregation at a short-range order factor $R = 1$. Averaged crystal-chemical formulas were obtained for mixed-layer chlorite-corrensites and for their individual chlorite and corrensite layers. It is assumed that in corrensite packages of natural chlorite-corrensite a model with an asymmetric distribution of charges in tetrahedral sheets of their 2 : 1 layers is realized. All samples belong to Mg-Fe varieties of chlorite-corrensites. The most probable mechanism for the formation of chlorite-corrensites of different compositions is the dissolution of the original terrigenous clay minerals during the interaction of hydrothermal fluid with terrigenous sediments and the synthesis of these mixed-layer minerals from solution.

Keywords: hydrothermal system, Juan de Fuca Ridge, mixed-layer chlorite-corrensites, modeling of experimental diffraction patterns

УДК 552.144

АУТИГЕННЫЙ КАОЛИНИТ ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВОЙ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 2025 г. В. Г. Эдер^{a,*}, А. Д. Скоморохова^{a,b,**}, А. Г. Замирайлова^c

^aГеологический институт РАН,
Пыжжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^bГеологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова,
Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

^cИнститут нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
просп. Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

*e-mail: edervika@gmail.com

**e-mail: annaskom@yandex.ru

Поступила в редакцию 13.05.2024 г.

После доработки 10.07.2024 г.

Принята к публикации 15.11.2024 г.

Изучены закономерности распределения и особенности морфологии микроагрегатов катагенетического аутигенного каолинита, заполняющего поровое пространство пород баженовской свиты. Проведен анализ распространения его различных микроструктурных типов: 1) в разрезах с разной степенью катагенетической преобразованности органического вещества; 2) в разрезах разных фациальных районов; 3) в пределах нефтенасыщенных интервалов и вне их для двух разрезов (Западно-Квензерская и Салымская площади). Впервые в баженовской свите обнаружено и описано три типа каолинита с различными микроструктурами: колломорфной (К1); вермикулярной (К2); “карточный домик” (К3). Сделано предположение, что первый тип каолинита (К1) образовался на стадии раннего катагенеза ($T > 60^{\circ}\text{C}$) в единичных порах, в условиях слабой проницаемости вмещающих пород. Второй тип каолинита (К2) мог быть сформирован а) на поздних этапах раннего катагенеза в породах, в которых происходили преобразования органического вещества, но еще не наступила значительная нефтегенерация; б) в среднем катагенезе в слоях, граничащих с нефтепродуктивным интервалом, при активной генерации нефтяных углеводородов ($T > 70\text{--}100^{\circ}\text{C}$). Третий тип каолинита (К3) сформировался при значительном термическом преобразовании органического вещества ($T > 100\text{--}140^{\circ}\text{C}$) в породах баженовской свиты Юго-восточного района Западно-Сибирского осадочного бассейна (Западно-Квензерская площадь). В меньшем количестве он отлагался в пустотном пространстве пород нефтепродуктивного интервала баженовской свиты Центрального района (Салымская площадь), в пределах которого распространена катагенетическая (частичная) доломитизация пород.

Ключевые слова: баженовская свита, верхняя юра–нижний мел, аутигенный каолинит, катагенез высокоуглеродистых толщ

DOI: 10.31857/S0024497X25020038, EDN: SHPEWD

В настоящее время процессы катагенетического преобразования высокоуглеродистых (черносланцевых) осадочных толщ, часто являющихся “нетрадиционными” коллекторами, остаются малоизученными. То же касается и факторов, способствующих изменению коллекторских свойств пород в последовательностях этого типа. При погружении осадков на глубины $> 1.5\text{--}2$ км происходят существенные изменения состава глинистых минералов [Bjorlykke et al., 1989; Milliken,

2014]. При вхождении осадочной толщи в главную фазу нефтеобразования (2–2.5 км) и достижения пластовых температур около 70°C начинается активная генерация нефтяных углеводородов (УВ), что усиливает проявление процессов выщелачивания [Curtis, 1983; Surdam et al., 1989; Холодов, 1983; 2006; Неручев, 2017] и способствует образованию карбонатов, главным образом, доломита [Холодов, 1983; Предтеченская и др., 2006; Немова и др., 2011; Карнюшина, 2012;

Коробов, Коробова, 2012; Балушкина и др., 2016; Эдер и др., 2021]; пирита [Leventhal, 1995; Эдер, 2020]; каолинита [Лебедев, 1992; Юдович, Кетрис, 2008; Коробов, Коробова, 2012]. В результате происходит образование нового пустотного пространства или, напротив, “запечатывание” пор и пустот потенциального коллектора аутигенными минералами.

Процессы катагенетической каолинитизации рассмотрены в основном для песчаных пород [Лебедев, 1992; Lanson et al., 2002; Marfil et al., 2003; Юдович, Кетрис, 2008; Осовецкий, 2020]. Различные аспекты минералогии аутигенного каолинита в связи с нефтенасыщенностью песчаных коллекторов для ниже-среднеюрских песчаных пород Западно-Сибирского осадочного бассейна (ЗСБ) рассматривались во многих работах [Ушатинский, 1978; Конторович и др., 1997; Крупская и др., 2006; Предтеченская и др., 2009; Коробов, Коробова, 2012; Вакуленко и др., 2017; Мельник, 2016, 2019]. В то же время, особенностям морфологии и генезиса аутигенного каолинита в тонкозернистых высокоуглеродистых породах посвящено крайне мало работ [Ruiz Cruz, 1998; Taylor, Macquaker, 2014; Qiang et al., 2021 и др.]. О присутствии каолинита в поровом пространстве верхнеюрских пород баженовской свиты ЗСБ упоминалось в ряде публикаций [Shalduybin et al., 2017; Оксенойд, 2018]. Однако детальное изучение закономерностей его распространения в этой толще ранее не проводилось и генезис каолинита не обсуждался.

Цель настоящего исследования – определение особенностей морфологии микроагрегатов аутигенного каолинита, закономерностей распространения его различных типов и выяснение генезиса этого минерала в породах верхнеюрско-нижнемеловой баженовской свиты Западной Сибири. В задачи работы входил анализ распространения различных микроструктурных типов каолинита в зависимости от степени катагенетической преобразованности органического вещества (ОВ) баженовских пород, который проводился: 1) в разрезах со слабой преобразованностью ОВ (Южно-Майская, Пельгинская площади); 2) в разрезах с умеренными преобразованиями ОВ (Чупальская, Южно-Ягунская, Дружная, Горстовая площади); 3) в разрезах с существенными нефтепроявлениями в баженовской свите, где процессы преобразования ОВ находятся в активной стадии (Салымская, Западно-Квензерская площади).

Для анализа постседиментационных преобразований баженовской свиты, подвергшейся дополнительному прогреву и включающей

нефтепродуктивные интервалы, выбраны две скважины, расположенные на Салымской и Западно-Квензерской площадях. Первая из них приурочена к Салымскому поднятию Мансийской синеклизы ЗСБ, вскрывает разрез в наиболее глубоководной центральной части палеобассейна [Конторович и др., 2004]. Вторая скважина расположена на юго-востоке ЗСБ в осевой части Нюрольской мегавпадины и приближена к береговой линии палеобассейна (рис. 1). Эти районы с различными фациальными условиями накопления баженовской свиты нами условно обозначены как Центральный и Юго-восточный (см. рис. 1). Дополнительно были изучены закономерности распространения аутигенного каолинита в баженовской свите 6 скважин, в том числе Центрального района – Чупальской, Южно-Ягунской и Дружной площадей, и Юго-восточного района ЗСБ – Горстовой, Пельгинской и Южно-Майской площадей (см. рис. 1). В этих разрезах существенных нефтепроявлений не наблюдается, а на последних двух площадях баженовская свита еще не вошла в главную зону нефтеобразования.

Развитие представлений о постседиментационных процессах, происходящих на глубинах 2.5–3 км в черносланцевых толщах, на примере баженовской свиты необходимо для развития фундаментальных представлений об эволюции их вещественного состава по мере погружения и будет способствовать повышению корректности планирования методов их разработки на углеводородное сырье.

МАТЕРИАЛ, МЕТОДЫ И ПОДХОДЫ

Породы баженовского горизонта широко распространены на территории Западно-Сибирского осадочного бассейна (около 1 млн км²) и составляют одну из крупнейших черносланцевых формаций мира – основную нефтематеринскую толщу Западной Сибири [Конторович, 1975]. Осадконакопление баженовской свиты происходило в полузамкнутом морском бассейне эпиконтинентального типа. Свита сложена силицитами (биоморфными, апорадиоларитами), силицитами керогеновыми (абиоморфными) и породами смешанного состава (микститам) кероген-глинисто-кремнистыми и кероген-карбонатно-кремнистыми [Конторович и др., 2016], абиоморфными или с карбонатизированными или окремненными реликтами радиоларий в количестве 10–35 об. %; с прослоями известняков или доломитов, карбонатными конкрециями, на

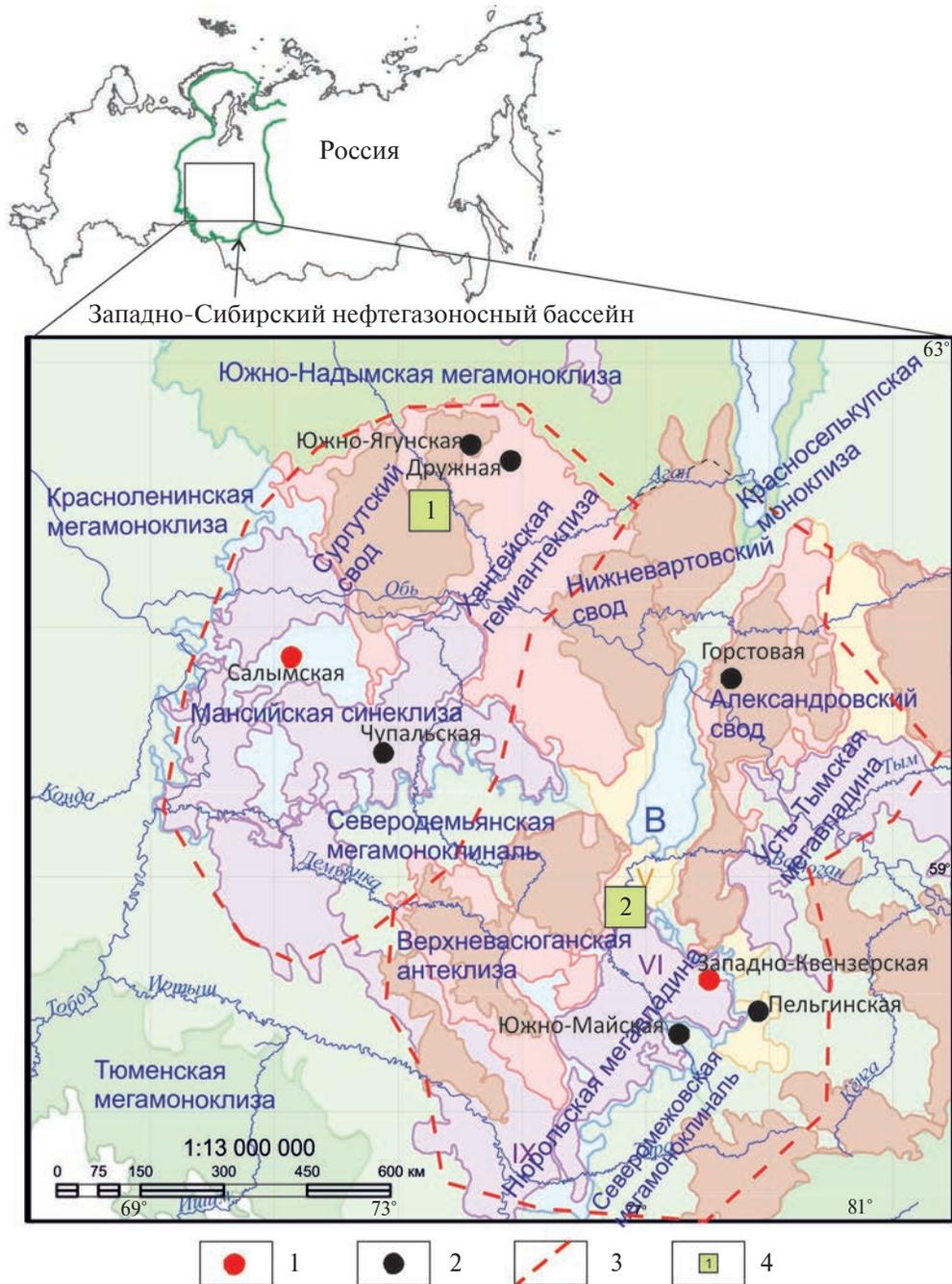


Рис. 1. Расположение изученных разрезов баженовской свиты на фрагменте тектонической карты юрского структурного яруса ЗСБ [Конторович и др., 2001].

1 – скважины со значительными нефтепроявлениями; 2 – скважины без значительных нефтепроявлений в баженовской свите; 3 – границы условно-выделенных авторами районов; 4 – районы исследования (1 – Центральный, 2 – Юго-восточный).

некоторых интервалах – с тонкими прослоями, сложенными остатками раковин двустворчатых моллюсков и отпечатками аммонитов. При этом содержание глинистой составляющей в породах невелико и, как правило, изменяется от 10 до 25, редко достигая 40 мас. %.

Содержание ОВ в баженовской свите составляет 5–25 мас. %. На большей части территории органическое вещество еще не преобразовано в нефть и сконцентрировано в микролинзочки бурого цвета (длиной 0.03–0.15 мм, шириной 0.01–0.02 мм). Изучаемые отложения залегают

на глубинах 2,4–3 км, при этом даже в соседних скважинах они могут характеризоваться разной степенью катагенетической преобразованности ОВ [Фомин, 2014]. Так, по данным А.Н. Фомина [Эдер и др., 2021], этот показатель в пределах районов исследования соответствует градациям катагенеза от MK_1^1 до MK_2 (отражательная способность витринита (R_{vt}^o , %) от 0,6 до 1,1. Ранее С.В. Рыжкова и А.А. Дешин [2023] по результатам бассейнового моделирования для территории Западно-Квензерской площади предположили, что баженовская свита здесь испытала воздействие температур около 114°C. Е.А. Костыревой [Рыжкова и др., 2022] в результате изучения геохимии ОВ (пиролитический метод Rock-Eval) в силицитах и смешанных кероген-глинисто-кремнистых породах разреза Западно-Квензерской площади было показано, что T_{max}^1 достигает 440–445°C. Для разреза этой толщи на Салымской площади А.Н. Фоминым ранее [Эдер и др., 2021] было определено, что R_{vt}^o составляет 1,05. Это соответствует стадии позднего катагенеза по [Логвиненко, Орлова, 1987], и указывает на то, что ОВ уже подверглось существенным преобразованиям. Согласно результатам определений показателя преломления витринита (R_{vt}^o) А.Н. Фоминым [Эдер и др., 2021], породы изученных разрезов Чупальской, Южно-Ягунской и Дружной площадей, включая разрез Гортовой площади, характеризуются R_{vt}^o 0,75–0,78 (ОВ умеренно преобразовано), а в Пельгинской и Южно-Майской этот показатель изменяется от 0,63 до 0,66 (ОВ слабо преобразовано). Известно, что в юрском комплексе ЗСБ, помимо глубины погружения, на усиление катагенетических процессов влияет приуроченность к областям развития молодого фундамента, крупным зонам молодых глубинных разломов, интрузивным массивам [Конторович и др., 2009; Гончаров и др., 2013; Фомин, 2014; Зубков, 2016; Калмыков и др., 2019].

Для решения поставленных задач в породах баженовской свиты была изучена морфология заполненного аутигенным каолинитом пустотного пространства при помощи метода поляризационной микроскопии (Olympus BX60, ИНГГ СО РАН (80 шлифов) и CX-40, ГИН РАН (20 шлифов)). Морфология агрегатов каолинита и заполненных им пор и пустот изучалась также в сканирующем электронном микроскопе (СЭМ), с электронно-зондовым микроанализом, выполненным на энергодисперсионных спектрометрах (ТЕХСАН

MIRA (ИГМ СО РАН, 80 обр.) и MV 2300 (ГИН РАН, 20 обр.)).

Состав глинистых минералов изучен методами рентгенофазового анализа (порошков и ориентированных препаратов фракции размером <0,002 мм, полученной методом отмучивания), с использованием дифрактометров ДРОН-3 и ДРОН-4 (ИГМ СО РАН, 80 обр.), D8 Advance Bruker (ГИН РАН, 9 обр.), Ultima-IV фирмы Rigaku (Япония) (ИГЭМ РАН, 4 обр.). Отмученная фракция (<0,002 мм) в виде водной суспензии пипеткой наносилась на стеклянную подложку размером 35 · 25 мм равномерным слоем. В процессе пробоподготовки к рентгенодифрактометрической съемке порошков, навеску 100 мг породы истирали в агатовой ступке до размерности частиц около 10 мкм с добавлением спирта в целях сохранения структуры минералов. Затем агрегат наносился на стеклянную подложку размером 25 · 25 мм ровным толстым слоем из расчета 25 мг на 1 см² подложки. Для идентификации группы смектитовых минералов, после съемки в природном состоянии, исходные препараты насыщали этиленгликолем и проводили повторную съемку в области углов 2θ 2–150. Для идентификации вермикулита и хлорита исходный препарат прокаливали в муфельной печи при $T = 550^\circ\text{C}$ в течение одного часа с последующей съемкой. Детальный анализ глинистой составляющей проводился методом моделирования XRD профилей, для этого проводилась съемка препаратов с шагом 0,05°C и временем сканирования 30 с в точке.

Для всех исследуемых в настоящей работе разрезов баженовской свиты ранее было проведено описание керна и отбор образцов, для которых был выполнен комплекс геохимических анализов (рентгено-флуоресцентный, пиролиз Rock Eval, определение форм железа и серы методами химического анализа) и определен вещественный состав пород, включая содержание $S_{орг}$, серы сульфидной [Эдер, 2022], R_{vt}^o [Фомин, 2014; Эдер и др., 2021]. При наименовании пород баженовской свиты использовалась классификация А.Э. Конторовича и соавторов [2016] с небольшими изменениями авторов. В настоящей работе применены принципы выделения пачек по литолого-геохимическому составу и геофизическим характеристикам, описанные в работе И.В. Панченко и др. [2016].

Ранее [Leventhal, 1995] предположил, что значение отношения органического углерода к сере сульфидной (C/S) около 1 указывает на недостаток серы и может быть связано

¹ T_{max} (°C) – температура максимального извлечения углеводородов из образца в процессе пиролиза.

с постседиментационными (“эпигенетическими”) преобразованиями пород. Для отложений, которые накопились в нормальных морских обстановках и не подвергались существенным изменениям, значение этого отношения обычно составляет 2.8 ± 0.8 [Berner, 1983, 1984]. Для баженовской свиты ранее был проведен сравнительный анализ строения ее разрезов, состава пород, значений отношения органического углерода к сере сульфидной (C/S) [Эдер и др., 2022]. Полученные данные соотнесены с результатами определений показателя преломления витринита (по данным А.Н. Фомина), и по этим характеристикам выделены три группы разрезов баженовской свиты, отличающиеся по степени катагенетических преобразования пород: слабоизмененные, умеренно измененные и существенно измененные. Эти группы соответствуют трем группам конкретных разрезов, выбранным для изучения и названным в сформулированных выше задачах исследования. По данным работы [Эдер и др., 2021], в слабоизмененных разрезах баженовской свиты преобладают породы, для которых характерны значения отношения $C/S = 2.8 \pm 0.8$; в умеренно измененных разрезах большая часть образцов пород имеет значение $C/S = 2.8 \pm 0.8$; около 20–30% образцов пород характеризуются значениями $C/S < 2$; в существенно измененных разрезах преобладают образцы с $C/S < 2$. В рамках настоящего исследования были проанализированы особенности распределения значений отношения C/S в каолинитизированных породах баженовской свиты.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Общее содержание глинистой составляющей в породах баженовской свиты Центрального района часто не превышает 20% (здесь и далее в этом разделе, если не обозначено отдельно – мас. %) в Юго-восточном – изменяется от 20 до 40% [Эдер, Замирайлова, 2023]. По данным рентгено-дифрактометрического анализа, проведенного в ИГМ СО РАН, глинистые минералы представлены в основном слюдой мусковитового типа 2M1 и смешанослойными минералами ряда иллит–сметтит при незначительном содержании каолинита (1–5%). Так, например, в породах Западно-Квензерской площади общее содержание глинистой фракции в породах составляет 20–25%, из них 10–15% приходится на гидрослюду типа 2M1, 5–15% – на смешанослойные минералы иллит–сметтит, 5% – на каолинит. Необходимо отметить, что для баженовской свиты Западно-Квензерской площади наблюдается

несоответствие между содержанием каолинита по данным рентгено-дифрактометрического анализа и по наблюдениям в петрографических шлифах (7–10 об. %). Причиной этому может служить частая ассоциация аутигенного каолинита с ОВ в поровом пространстве, где эти два компонента пород образуют плотно скрепленные агрегаты и неотделимы друг от друга, в том числе методом отмучивания. На основании взаимоотношений каолинита с другими компонентами пород предполагается, что в изучаемых отложениях Центрального и Юго-восточного районов ЗСБ он полностью аутигенный, а седиментогенный каолинит практически отсутствует. Исходя из состава глинистой фракции (слюда 2M1) пород баженовской свиты, можно сделать вывод, что первичные глинистые минералы уже претерпели существенные изменения состава, а степень их преобразованности соответствует стадии среднего катагенеза по [Логвиненко, Орлова, 1987; Предтеченская, Злобина, 2022].

В результате исследования выделено три морфологических типа каолинита, обнаруженного в поровом пространстве баженовской свиты, с разными типами микроструктур: колломорфной [Викулова и др., 1973], вермикулярной [Магазина и др., 1988; Бортников и др., 2016] и “карточный домик” [Осовецкий, 2020]. Ниже приведено описание каолинита в породах баженовской свиты с разной нефтегенерацией: крайне слабой (или отсутствующей) и существенно проявленной.

Закономерности распределения аутигенного каолинита в разрезах баженовской свиты без существенных нефтепроявлений

В Юго-восточном районе аутигенный каолинит присутствует в породах баженовской свиты Южно-Майской, Пельгинской и Горстовой площадей. Так, в 3-й пачке баженовской свиты Южно-Майской площади (Лавровский наклонный мезовал) в пределах двух интервалов разреза (рис. 2) в смешанных кероген-глинисто-кремнистых породах ($C/S = 4.5$ и 5.2) встречен каолинит с колломорфной микроструктурой (рис. 3д, 3е), а в средней части 4-й пачки – каолинит с переходным типом микроструктуры между колломорфной и “карточный домик”. Размер заполненных каолинитом пор 60–70 мкм, длина микрокристаллов 5–6 мкм, толщина 0.3 мкм. На Пельгинской площади, расположенной в пределах Чузикско-Чижапской мезоседловины, в нижней и верхней частях 3-й пачки баженовской свиты в единичных порах смешанной кероген-кремнистой породы

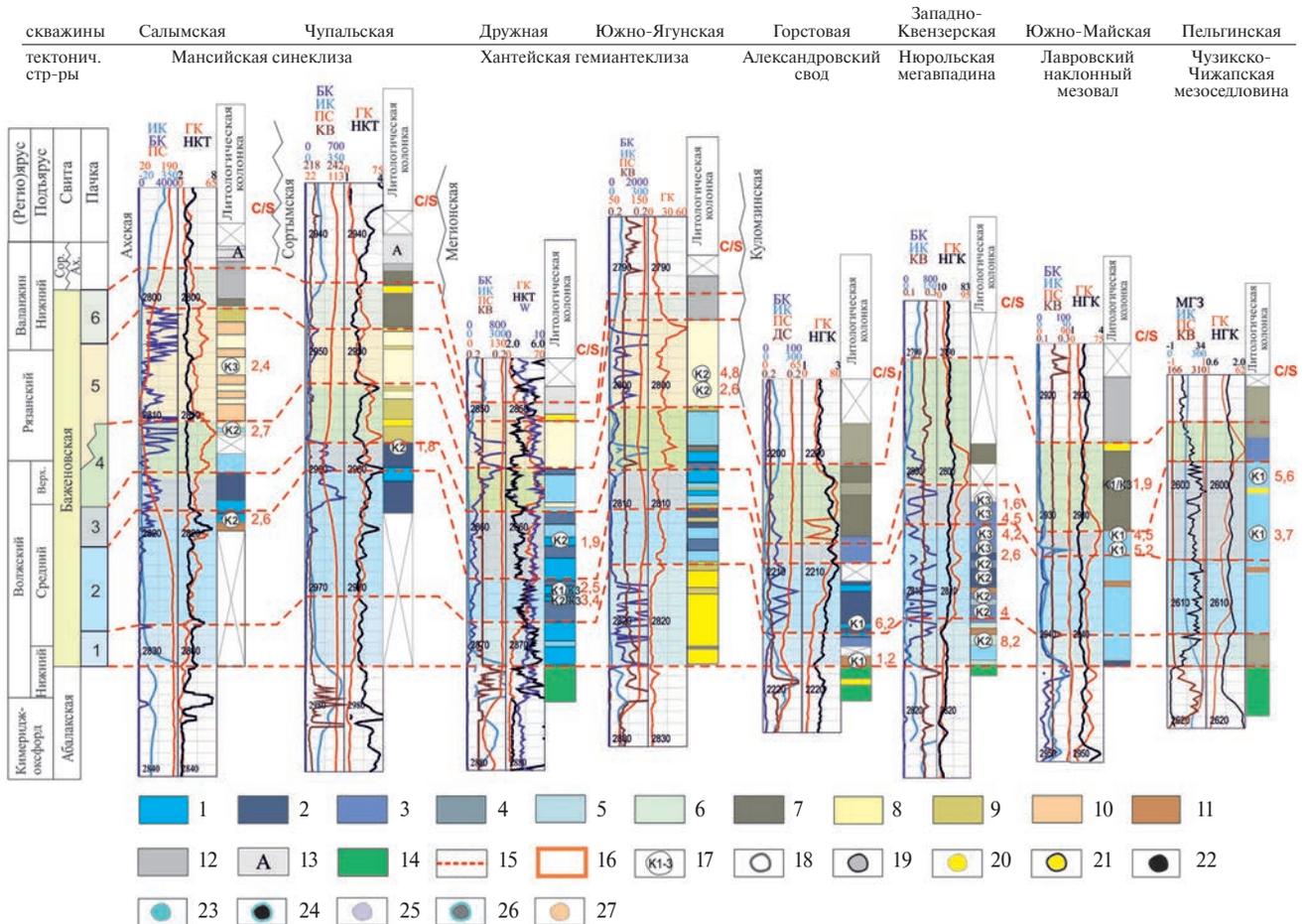


Рис. 2. Распространение аутигенного каолинита в изученных разрезах баженовской свиты. 1 – силициты; 2 – силициты керогеновые; 3–10 – смешанные породы: 3 – кероген-глинисто-кремнистые (близкие к силицитам), 4 – глинисто-кремнистые (близкие к силицитам), 5 – кероген-глинисто-кремнистые, 6 – глинисто-кремнистые, 7 – кероген-кремнисто-глинистые, 8 – кероген-карбонатно-кремнистые, 9 – кероген-глинисто-кремнистые карбонатсодержащие, 10 – кероген-карбонатные с повышенным содержанием доломита (5–20 мас. %); 11 – доломиты; 12 – кремнисто-глинистые (близкие к аргиллитам); 13 – аргиллиты; 14 – породы георгиевской или абалакской свит; 15 – границы пачек; 16 – интервал нефтенасыщения (Западно-Квензерская площадь) интенсивной генерации углеводородов (Салымская площадь); 17–27 – выполнение пустотного пространства выщелоченных радиолярий: 17 – каолинит с разными типами микроструктур (K1 – колломорфная, K2 – вермикулярная, K3 – “карточный домик”), 18 – каолинит по контуру, 19 – каолинит и пирит по контуру, 20 – кальцит, 21 – кальцит и пирит по контуру, 22 – пирит, 23 – кремнезем, 24 – пирит и кремнезем по контуру, 25 – барит, 26 – углеродистый материал и кремнезем по контуру, 27 – доломит.

обнаружен аутигенный каолинит в ассоциации с пиритизированным остатком радиолярии, с такой же колломорфной микроструктурой, как и каолинит, встреченный на Южно-Майской площади (см. рис. 3в, 3г). По характеру взаимоотношений каолинита и пирита видно, что первый образовался позднее. В изученном разрезе баженовской свиты Горстовой площади (Александровский свод) установлено два типа микроструктур каолинита. В подошвенной части 1-й пачки в доломите (C/S – 1.2) встречены пустоты, заполненные каолинитом с вермикулярной микроструктурой (см. рис. 2, рис. 4). Среди них,

в одной поре диаметром около 80 мкм, часть минерализации представлена каолинитом, другая – фосфатизированными остатками цианобактерий (рис. 5). Длина микрокристаллов каолинита 5–7 мкм, толщина – 0.5–1 мкм, длина колонн, состоящих из расположенных параллельно друг другу микрокристаллов – 10–15 мкм. В этом же образце присутствует плохораскристаллизованный каолинит с колломорфной и, в некоторых случаях, переходной (между колломорфной и вермикулярной) микроструктурой (см. рис. 3б, 3д, 3е). Этот же тип микроструктуры каолинита обнаружен в редких порах силицита керогенового

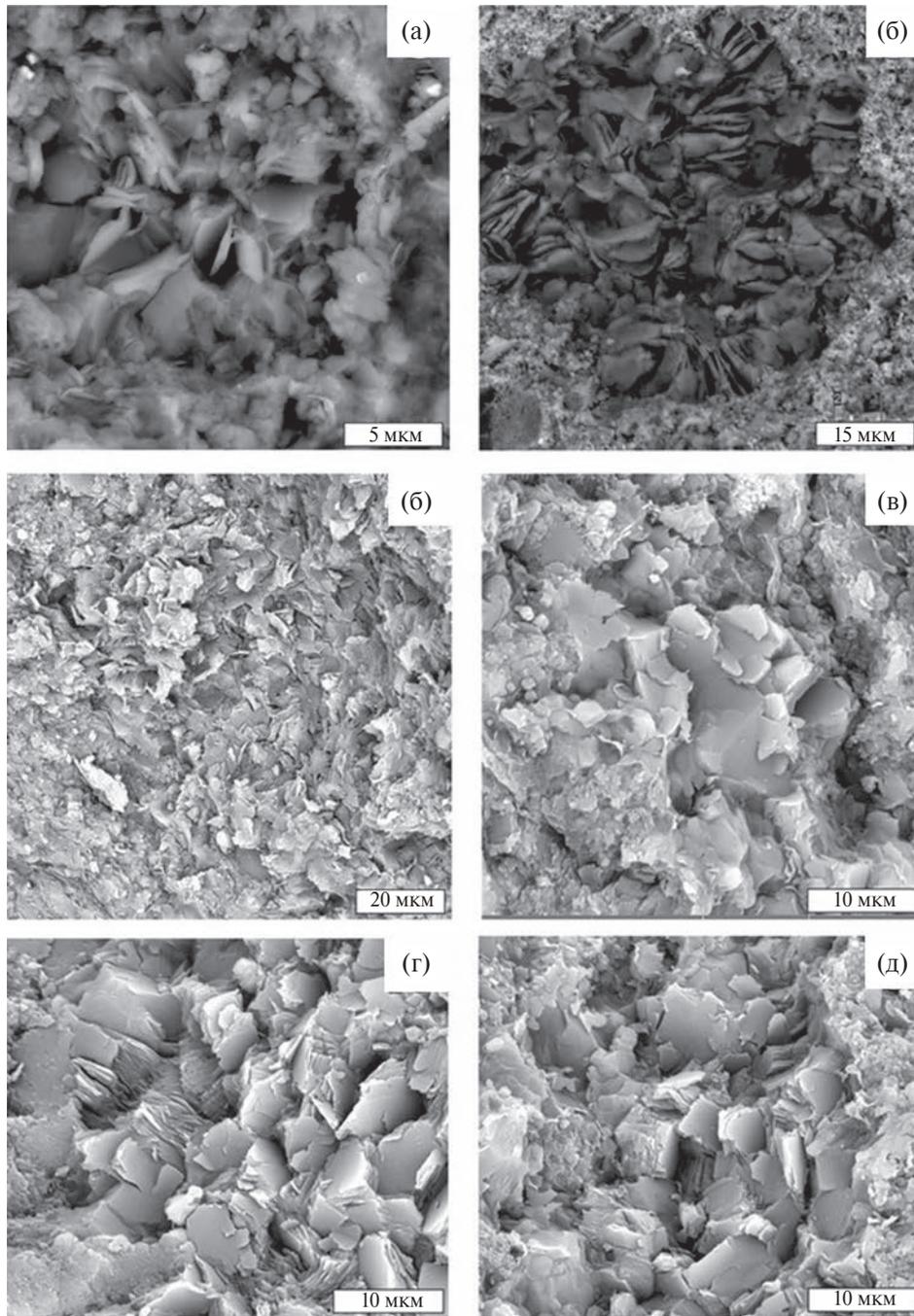


Рис. 3. Каолинит с колломорфной (К1) и переходной микроструктурой в единичных породах баженовской свиты а, б – Горстовая площадь (а – обр. 18, глубина 2213.47 м; б – обр. 21, глубина 2217.23 м); в, г – Пельгинская площадь, обр. 15, глубина 2604.1 м; д, е – Южно-Майская площадь, обр. 43, глубина 2941.61 м.

(C/S – 6.2), залегающего в подошвенной части 2-й пачки.

В пределах Центрального района на единичных интервалах баженовской свиты обнаружен аутигенный каолинит (Чупальская Южно-Ягунская, Дружная площади). Первая из перечисленных площадей расположена в пределах Мансийской синеклизы, последние две – Хантейской

гемиантеклизы. В верхней части 3-й пачки баженовской свиты Чупальской площади в силиците керогеновом (C/S – 1.8) в поровом пространстве, образованном на месте растворения остатков радиолярий, в значительном количестве встречен каолинит с вермикулярной микроструктурой (см. рис. 4а, 4б). Длина микрокристаллов 0.6–0.8 мкм, толщина – 4 мкм,

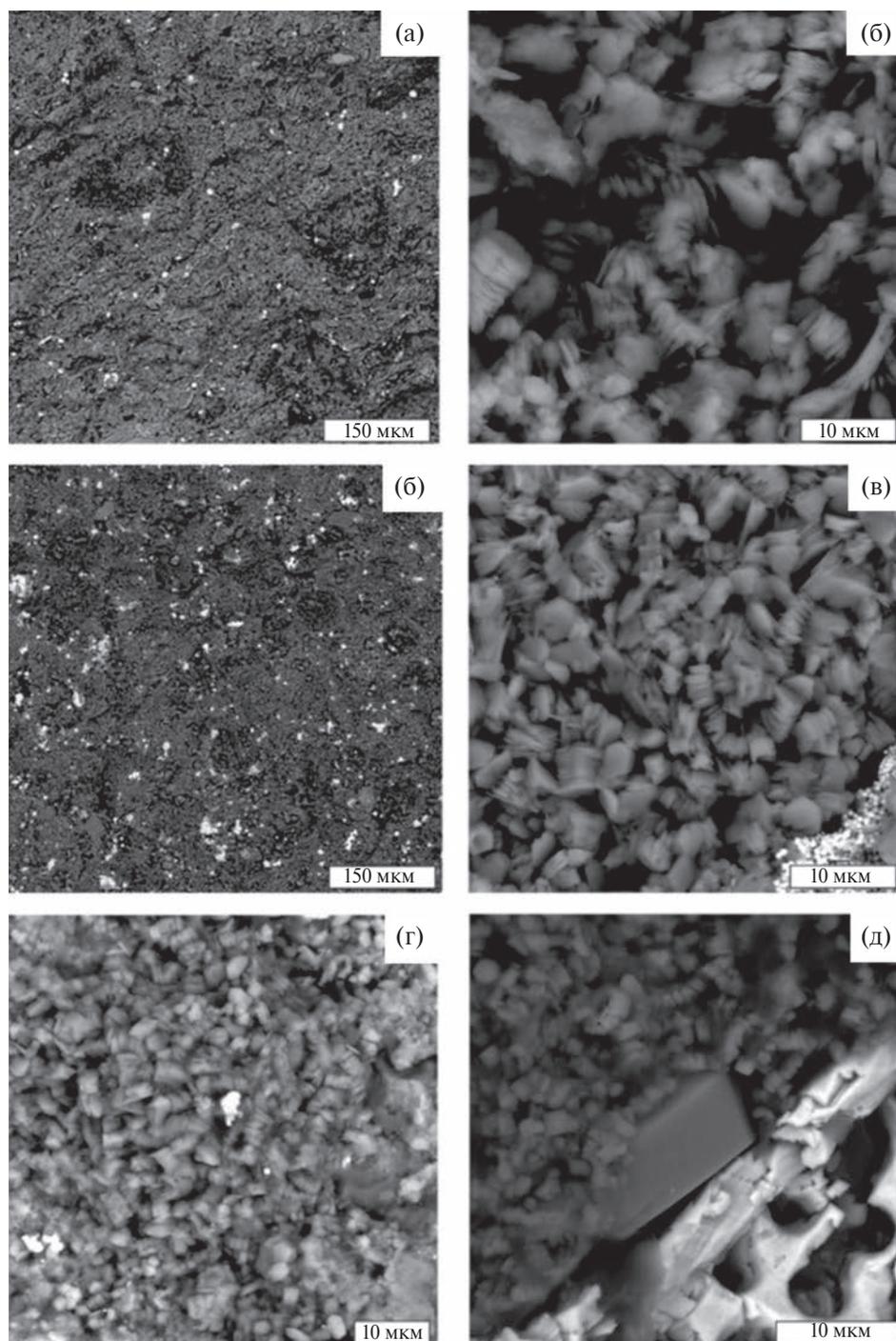
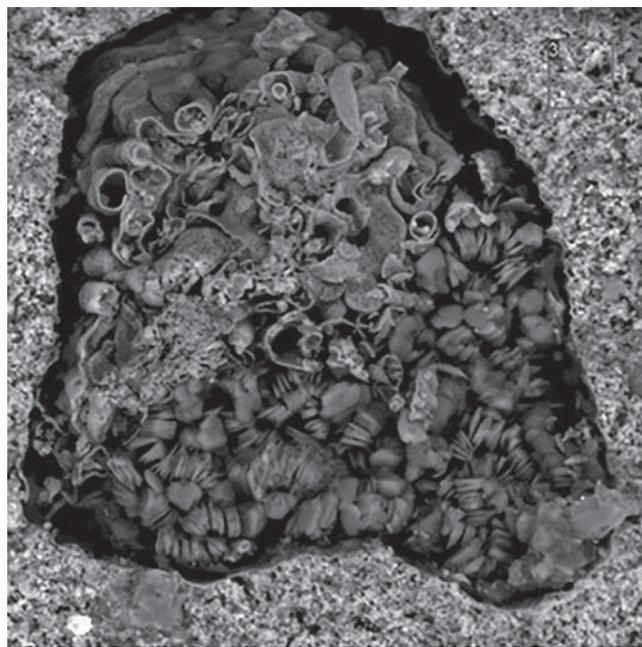


Рис. 4. Каолинит с вермикулярной микроструктурой (K2) в поровом пространстве пород баженовской свиты. а, б – Западно-Квензерская площадь, обр. 19, глубина 2812.03 м; в, г – Чупальская площадь, обр. К9, глубина 2954.61 м; д, е – Южно-Ягунская площадь (д – обр. 227, глубина 2799.34 м; е – обр. 230, глубина 2799.7 м).

длина колонн 12 мкм. На Южно-Ягунской площади в нижней половине 5-й пачки в смешанной кероген-карбонатно-кремнистой (С/С – 2.6) и кероген-кремнисто-карбонатной породе (С/С – 2.7) наблюдаются пустоты, выполненные каолинитом с вермикулярной

микроструктурой (см. рис. 4в, 4г). Длина микроструктур составляет 2–3 мкм, толщина – 0.2–0.4 мкм, длина колонн 6–20 мкм. На Дружной площади в верхней половине 2-й пачки в смешанной кероген-глинисто-кремнистой породе (С/С – 2.5) и силиците (С/С – 1.85)



50 мкм

Рис. 5. Поровое пространство в доломите баженовской свиты, заполненное фосфатными капсулами нитей цианобактерий и аутигенным каолинитом с вермикулярной микроструктурой (K2). Горстовая площадь, обр. 21, глубина 2217.23 м.

встречен каолинит с вермикулярной микроструктурой, выполняющий реликты радиолярий. Длина микрокристаллов 5 мкм, толщина 0.2–0.5 мкм. Также находки аутигенного каолинита в пустотах радиолярий приурочены к середине 3-й пачки. Здесь каолинит встречен в смешанной кероген-глинисто-кремнистой породе (С/S – 3.4) и характеризуется неупорядоченной микроструктурой типа “карточный домик”. Длина микрокристаллов 1–2 мкм, толщина 0.2–0.3 мкм.

Закономерности распределения аутигенного каолинита в разрезах с нефтепродуктивными интервалами

Баженовская свита на Западно-Квензерской площади залегает в интервале глубин 2790–2815.5 м (мощность 25.5 м), представлена четырьмя пачками (рис. 6). В нижней части она состоит из силицитов, смешанных глинисто-кремнистых и кероген-глинисто-кремнистых пород абиморфных или содержащих реликты радиолярий (5–20 об. %). Верхняя часть сложена смешанными кероген-кремнисто-глинистыми породами (содержание реликтов радиолярий 5–20 об. %). Нефтепродуктивный

интервал, расположенный в средней части разреза (2801–2808 м, пачка 3 и верхняя часть пачки 2), выделен в ходе испытаний скважины на приток (слабое фонтанирование после гидроразрыва пласта), проведенных в 2014 г. [Рыжкова и др., 2022].

По результатам изучения петрографических шлифов, обнаружено, что в нефтепродуктивном интервале аутигенный каолинит составляет 3–7 об. % и выполняет пустотное пространство, образованное на месте растворения остатков радиолярий субсферической формы (размером 0.05–0.15 мм) (рис. 7). Некоторые остатки радиолярий замещены карбонатными минералами, частично (в окаймлении) или полностью пиритизированы (см. рис. 7а, 7б). Наблюдается частая ассоциация каолинита с ОВ. В интервале разреза, где нефтенасыщение отсутствует, аутигенная каолинитизация остатков радиолярий распространена не так широко, как карбонатизация, и составляет 1–4 об. %. В ряде случаев отмечается присутствие аутигенного каолинита в тонких слойках (около 0.1 мм), которые расположены под углеродистыми слойками, насыщенными линзочками ОВ. Встречаются случаи выполнения выщелоченных остатков радиолярий каолинитом и кальцитом одновременно. Достаточно часто отмечается ассоциация каолинита с пиритом, выполняющим реликты радиолярий целиком или их окаймление.

В интервале без нефтепроявлений каолинит выполняет пустоты вместе с ОВ или пиритом, реже кальцитом или доломитом. Здесь для каолинита характерна вермикулярная микроструктура (см. рис. 4) с четкими разнонаправленными колоннами длиной 4–20 мкм, (длина 2–6 мкм, толщина 0.2–0.4 мкм). В нефтеносном интервале каолинит отличается микроструктурой типа “карточный домик” (см. рис. 8) с незакономерной ориентировкой кристаллов и их тонких “стопок” (1–4 мкм), а возможно представляющих собой зачатки вермикул, и часто ассоциирует с ОВ.

Результаты испытаний на приток нефти по исследуемой скважине Салымской площади отсутствуют. Однако ранее [Эдер и др., 2021] определено, что в интервале глубин 2802–2810 м часто встречаются доломитизированные слои (8–25% доломита), причем доломитизации подвергались остатки радиолярий. Кроме того, было выявлено, что содержание ОВ в породах не превышает 15%, а в большинстве образцов пород С/S < 2. В то же время в других скважинах этого района (как, например, на Северо-Салымской площади) содержание ОВ в породах достигает 20–27%,

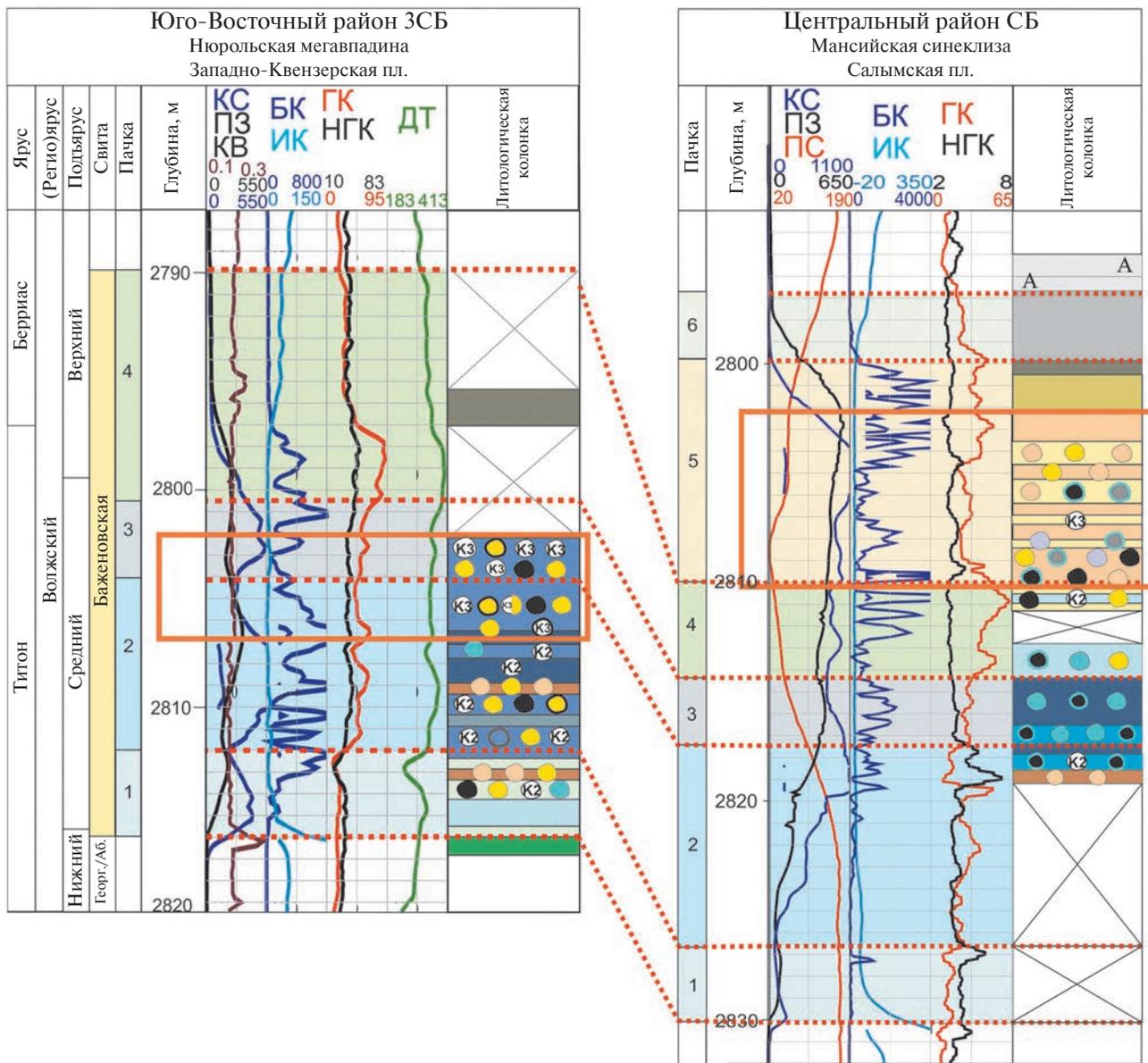


Рис. 6. Распространение каолинитизированных, карбонатизированных и пиритизированных остатков радиолярий в изученных разрезах баженовской свиты Западно-Квензерской и Салымской площадей. Условные обозначения см. рис. 2.

преобладают породы с $C/S = 2.8 \pm 0.8$. В результате было предположено, что баженовская свита в разрезе Салымской площади перенесла воздействие повышенных температуры и интенсивную нефтегенерацию. Ранее, по изотопным данным, было определено, что доломитизированные радиоляриты баженовской свиты формировались в катагенезе [Немова, 2012; Балущкина и др., 2016; Немова, Панченко, 2017]. На основании широкого развития частичной доломитизации пород в верхней половине пачки 4 и в нижней половине пачки 5 (см. рис. 2) разреза Салымской площади,

можно предполагать, что в интервале 2802–2810 м происходила интенсивная нефтегенерация.

На Салымской площади баженовская свита (33.5 м) залегает в интервале глубин 2830.5–2797 м, подстилается абалакской свитой и включает шесть пачек (см. рис. 6). Нижняя половина свиты образована силицитами (с реликтами радиолярий 3–5 об. %) и керогеновыми силицитами абиморфными; верхняя половина сложена смешанными кероген-глинисто-кремнистыми и кероген-карбонатно-кремнистыми породами,

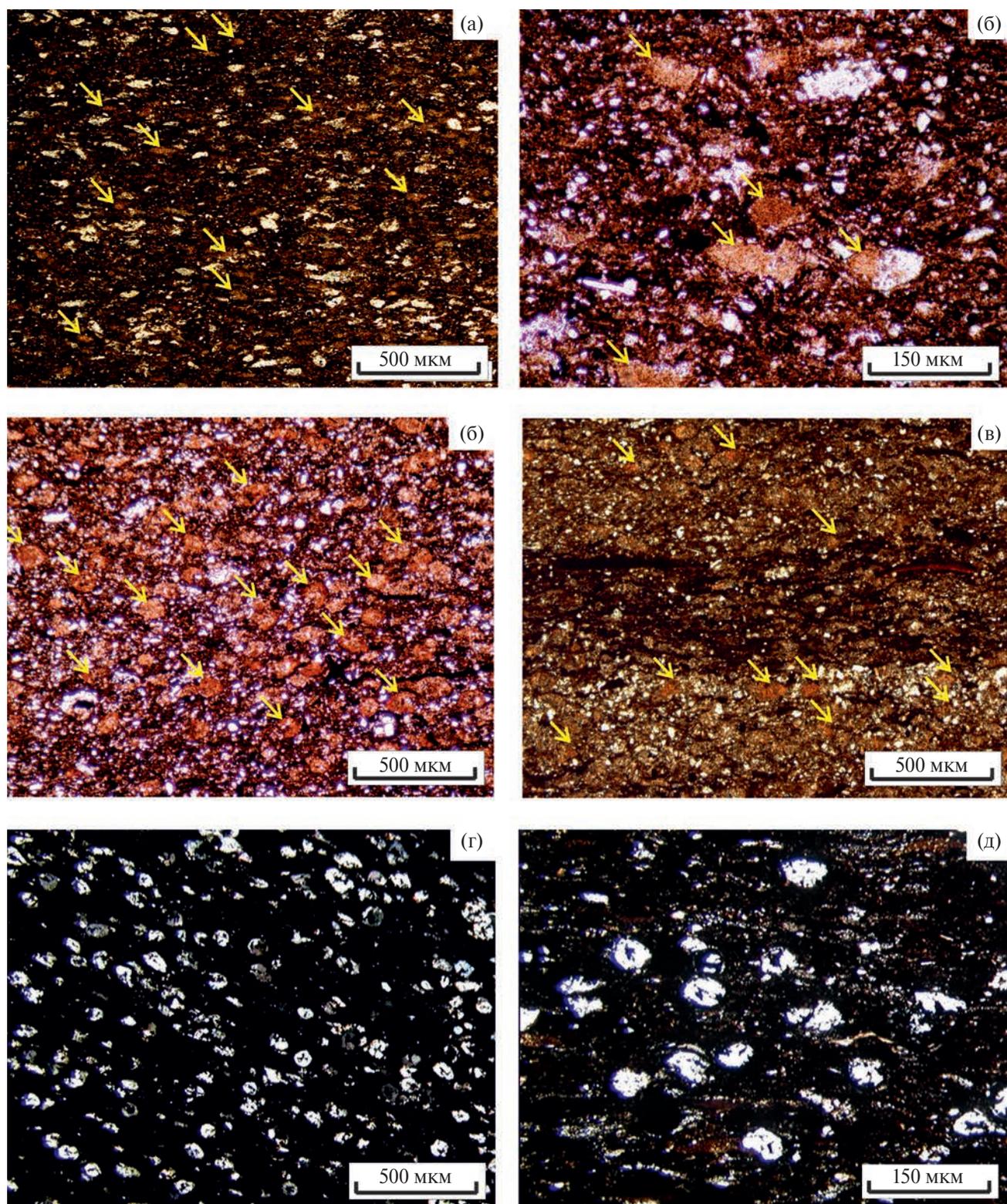


Рис. 7. Остатки радиолярий в породах баженовской свиты каолинитизированные (показаны стрелками) и частично или полностью доломитизированные (светлое).

а–г – Западно-Квензерская площадь (а – глубина 2805.96; б – глубина 2804.68 м; в, г – глубина 2812,03 м); д, е – Салымская площадь (д – глубина 2803.2 м; е – глубина 2806.8 м).

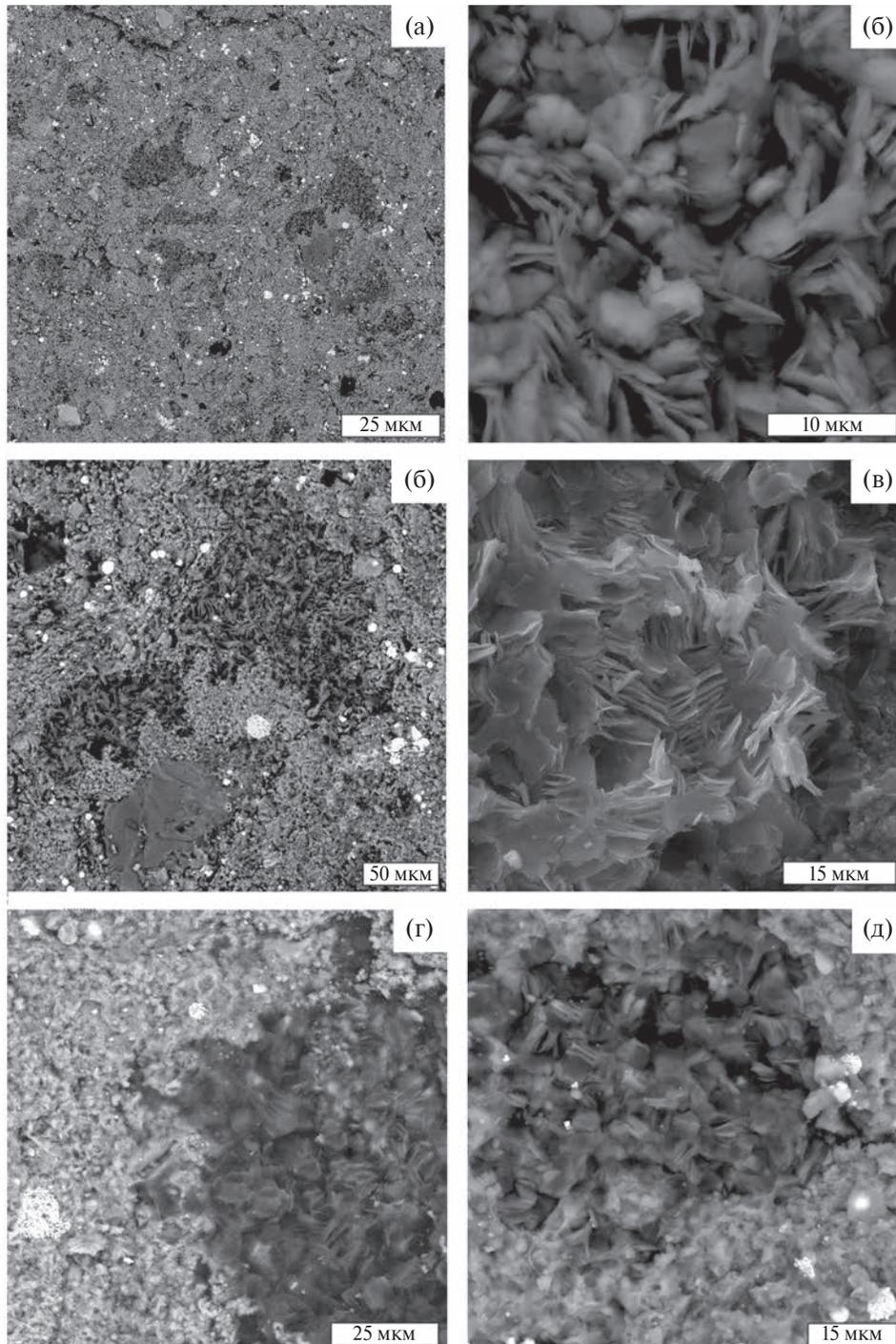


Рис. 8. Аутигенный каолинит с микроструктурой типа “карточный домик” (К3) в поровом пространстве пород нефтенасыщенных интервалов баженовской свиты изученных разрезов.

а–г – Западно-Квензерская площадь (а, б – обр. 9, глубина 2804.68 м; в, г – обр. 11, глубина 2805.96 м); д – Салымская площадь (обр. 13а, глубина 2803.9 м); е – Дружная площадь (обр. 233, глубина 2861.9 м).

абиоморфными или с реликтами радиоларий (5–15 об. %). По результатам изучения шлифов пород выявлено, что аутигенный каолинит приурочен к силицитам верхней части 2-ой пачки, смешанным кероген-глинисто-кремнистым

породам верхней половины 4-й пачки и к смешанным кероген-карбонатно-кремнистым породам середины 5-й пачки (см. рис. 6). При этом каолинит составляет <1–3 об. % и выполняет пустоты, образованные на месте растворения

остатков радиолярий субсферической формы (0.05–0.15 мм). Некоторые из них бывают выполнены также и карбонатными минералами (кальцитом или доломитом), частично или полностью пиритизированы, другие оконтурены кремнеземом.

По результатам изучения в СЭМ, каолинит с вермикулярной микроструктурой (в силицитах 2-й пачки) имеет четкие разнонаправленные колонны длиной 4–12 мкм, состоящие из расположенных параллельно друг другу микрокристаллов (длина 1–6 мкм, толщина 0.2–0.4 мкм). В интервале интенсивной нефтегенерации (см. рис. 6) каолинит отличается микроструктурой типа “карточный домик”, характеризующейся незакономерной ориентировкой микрокристаллов (толщиной 0.1–0.2 мкм, длиной 1–2 мкм) и их тонких стопочек (толщиной 1–3 мкм).

В целом выяснено, что каолинит в большинстве изученных разрезов имеет наиболее широкое распространение в породах, которые характеризуются $C/S > 3.6$ или $C/S < 2$ (см. рис. 2). Ранее было показано, что это породы, подвергшиеся существенным преобразованиям компонентного состава, включая ОВ [Эдер, 2022]. В большинстве случаев это в разной степени окремненные или карбонатизированные породы.

Таким образом, в результате исследования выявлены следующие закономерности распространения аутигенного каолинита в баженовской свите.

1. Каолинит (К1) с колломорфной микроструктурой, в которой отдельные чешуйки или их стопочки (вермикулы) не индивидуализированы и не распознаются, находится в породе в единичных микропустотах, судя по форме и отсутствию окаймления не имеющих отношения к остаткам радиолярий. Этот тип каолинита не обнаруживает связи с катагенетическими изменениями баженовской свиты. Встречен в разрезах Южно-Майской и Пельгинской площадей, в породах с $C/S < 2$ и R_{vt}^o около 0.6.

2. Каолинит (К2), характеризующийся вермикулярной микроструктурой, хорошо окристаллизованный, с упорядоченной ориентировкой микрокристаллов, заполняет поровое пространство, образованное на месте растворения остатков радиолярий. Этот тип каолинита встречается в баженовской свите: 1) в единичных порах – в разрезах без существенных нефтепроявлений (Дружная, Южно-Ягунская, Горстовая площади); 2) в значительном количестве – граничащих с нефтепродуктивным интервалом слоев

(Западно-Квензерская площадь) и отдельных слоев пород некоторых разрезов Центрального района (Чупальская площадь), в которых $C/S < 2$ (или в соседних с ними слоях) и $R_{vt}^o > 0.7$.

3. Каолинит (К3) с микроструктурой типа “карточный домик” встречается в заметном количестве в разрезах баженовской свиты, испытавших дополнительный прогрев и интенсивную генерацию углеводородов, широко распространен в пределах нефтенасыщенного интервала разреза, изученного на Западно-Квензерской площади Юго-восточного района ($R_{vt}^o > 0.78$). В меньшем количестве подобный каолинит также присутствует в пределах нефтенасыщенного интервала баженовской свиты Салымской площади Центрального района ЗСБ ($R_{vt}^o > 1.05$). Часто находится в слоях существенно измененных (карбонатизированных или окремненных) пород с $C/S < 2$ или $C/S > 3.6$. Относительно часто каолинит этого типа присутствует в пустотах вместе с ОВ, также в ряде случаев находится в ассоциации с пиритом, баритом, реже кальцитом или доломитом.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проблемам генезиса аутигенного каолинита, главным образом в песчаных породах, посвящено большое количество работ. Аутигенный каолинит широко распространен в юрских песчаниках ЗСБ, и, по мнению И.Н. Ушатинского [1978], его образованию способствовало обогащение вод SiO_2 , понижение рН среды в зонах водонефтяного контакта (окисление УВ), а в западных и южных районах – поступление ювенильной углекислоты. Согласно Р. Мэрфил с соавторами [Marfil et al., 2003], каолинит в юрских и меловых песчаниках и аргиллитах Западной Пустыни Египта образован при температуре 70–90°C за счет растворения полевых шпатов, преобразования смектитов в смешанослойные минералы с продолжительной инфильтрацией кремнесодержащих растворов при низком рН (кислая среда). Этот же диапазон температур отмечался для вермикулярного каолинита, образованного в ураноносных и углеродистых среднеюрских сланцах Китая [Liu et al., 2018], юрских песчаниках и аргиллитах Северного моря [Burley, MacQuaker, 1992]. По изотопным данным определено, что аутигенный каолинит верхнемеловых сланцев Гибралтарского пролива образован при $T = 62^\circ C$ посредством преобразования смектита в смешанослойные минералы и кварц (на глубине более 2 км) [Ruiz Cruz, 1998]. Как видно из вышесказанного, большинство

авторов полагает, что иллитизация (гидрослюдизация) смектита выступает в качестве одного из основных факторов для образования аутигенного каолинита в катагенезе. Известно, что она является продолжением процессов отжатия вод, начинающихся с простого механического уплотнения, и возникает только при достаточно низкой пористости (обычно менее 20 об. %) [Лебедев, 1992].

По данным В.А. Дрица и А.Г. Коссовской [1990], иллитизации смектитов или смешанослойных минералов помимо пластовой температуры ($T_{\text{пласт}}$) контролируется многими факторами, такими как минеральные ассоциации осадочных последовательностей, тектоническое положение, давление, состав флюидов, внутреннее строение глинистых сланцев (текстура, проницаемость, состав исходного материала), градиент нарастания температур, доступность калия, скорость погружения или время существования породы при данной температуре. Б.А. Лебедевым [1992] выявлено, что в верхнеюрско-нижневаланжинских отложениях Западной Сибири (включающих баженовскую свиту) процессы гидрослюдизации смешанослойных минералов начались при пластовых температурах 70–75°C, и при $T_{\text{пласт}} = 100^\circ\text{C}$ содержание разбухающей фазы в них составляет 20–25%.

По результатам настоящего исследования предложена модель процесса каолинитизации высокоуглеродистых глинисто-кремнистых и карбонатно-кремнистых пород баженовской свиты (рис. 9). Предполагается, что в баженовской свите на заключительном этапе раннего катагенеза происходили следующие процессы: начало иллитизации смектитов – высвобождение межслоевой воды – частичное растворение полевых шпатов и других алюмосиликатов – поступление в пластовые воды ионов калия и алюминия – отложение аутигенного каолинита (К1) из поровых растворов (см. рис. 9). Этот тип каолинита обнаружен авторами на Южно-Майской и Пельгинской площадях. Вероятно, он был образован до процессов генерации нефти, так как занимает редкие поры, часто не связанные с остатками радиолярий, не имеет ассоциации с ОВ. Кроме того, каолинит этого типа характеризуется отсутствием четких граней микрокристаллов и упорядоченности. Ранее выявлено, что каолинит в порых аргиллитов характеризуется менее упорядоченной микроструктурой, по сравнению с песчаниками, вследствие их низкой проницаемости, способствующей замедлению процессов аутигенеза [Конторович и др., 1997; Marfil et al., 2003]. Такие же закономерности отмечались и для юрских

алевролитов ЗСБ [Ушатинский, 1978]. Вероятно, что каолинит (К1) с колломорфной микроструктурой в единичных микропустотах, часто не имеющих отношения к остаткам радиолярий, характеризуется отсутствием четкой формы кристаллов и упорядоченности в их расположении ввиду затрудненной циркуляции растворов плохо проницаемых породах.

По мнению многих исследователей, каолинит образуется в песчаниках на глубинах 2–4 км за счет растворения полевых шпатов в результате воздействия флюидов, насыщенных CO_2 или органическими кислотами, которые возникли за счет преобразования ОВ [Curtis, 1983; Blackbourn, 1984; Surdam et al., 1989; Platt, 1993; Lanson et al., 1996]. К. Тейлор и Дж. Макквейкер [Taylor, Macquaker, 2014] также интерпретируют происхождение каолинита, заполняющего фаунистические остатки в верхнемеловых сланцах Манкос (США), как результат мобилизации Al вследствие воздействия органических кислот на алюмосиликатные компоненты этих пород. Таким образом, в высокоуглеродистых черносланцевых породах вторым более важным фактором изменения геохимической среды, способствующим выщелачиванию и образованию нового порового пространства, мобилизации необходимых ионов элементов и, соответственно, образованию аутигенного каолинита, были процессы катагенетического преобразования ОВ с момента вхождения высокоуглеродистой толщи в главную фазу нефтеобразования ($T > 70^\circ\text{C}$) [Вассоевич, 1967].

Известно, что при $T > 70^\circ\text{C}$ с началом генерации УВ продуцируются CO_2 , H_2S , выделяется большое количество органических кислот, что служит причиной растворения полевых шпатов и седиментогенных карбонатов [Hower et al., 1976; Tourtelot, 1979; Холодов, 1983]. Выявлено, что максимальный пик насыщения пластовых флюидов CO_2 наблюдается при температуре около 100°C [Hunt, 1979; Platt, 1993]. Можно предположить, что в баженовской свите Западно-Квензерской и Салымской площадей при указанных выше температурах начались процессы выщелачивания карбонатизированных или окремненных (в диагенезе) остатков радиолярий, а также продолжалось растворение полевых шпатов (см. рис. 9). Эти же процессы, но в меньших масштабах, происходили в баженовской свите Центрального района (Чупальская, Дружная, Южно-Ягунская площади) на фоне умеренных преобразований ОВ. В некоторых случаях во внутренних полостях остатков радиолярий находилось ОВ, которое, разлагаясь,

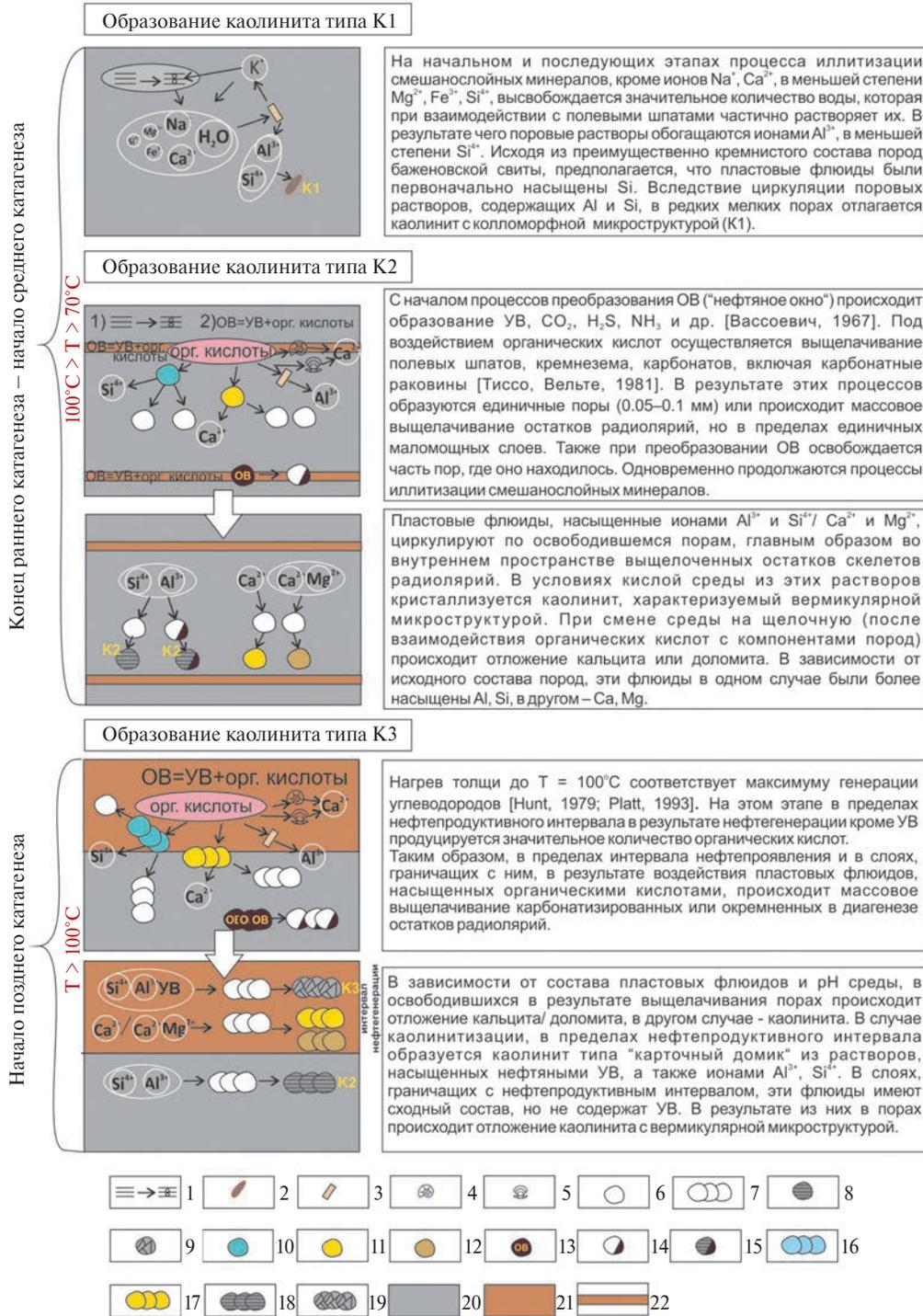


Рис. 9. Модель образования аутигенного каолинита баженовской свиты в катагенезе.

1 – процесс иллитизации смешанослойных иллит-сметитов, 2 – мелкие единичные поры, заполненные каолинитом типа K1; 3 – полевые шпаты, слюды и другие алюмосиликаты; 4 – остатки раковин аммонитов; 5 – остатки раковин двусторчатых моллюсков; 6 – единичные пустые поры после выщелачивания; 7 – многочисленные пустые поры после выщелачивания; 8–15 – заполнение внутреннего пространства единичных остатков радиолярий (8 – каолинитом типа K2 (вермикулярным); 9 – каолинитом типа K3 ("карточный домик"); 10 – минералами группы кремнезема; 11 – кальцитом; 12 – доломитом; 13 – органическим веществом; 14 – частично органическим веществом; 15 – каолинитом типа K2 и органическим веществом); 16–19 – заполнение внутреннего пространства многочисленных остатков радиолярий (16 – кремнеземом; 17 – кальцитом; 18 – каолинитом типа K2 (вермикулярным); 19 – каолинитом типа K3 ("карточный домик")); 20 – породы баженовской свиты; 21 – интервал нефтегенерации баженовской свиты; 22 – слои пород, где начались преобразования ОВ.

освобождало часть пространства. На некоторых интервалах баженовской свиты, таким образом, происходило образование нового порового пространства с размерами пор (0.05–0.07 мм), не характерных для аргиллитов. В результате возникла нестандартная ситуация для тонкозернистых пород — образование достаточно крупных пор на стадии среднего катагенеза по [Логвиненко, Орлова, 1987].

На этой стадии постседиментационных преобразований в тонкозернистых высокоуглеродистых породах баженовской свиты циркулировали флюиды, и формирование аутигенного каолинита происходило подобно процессам каолинитизации порового пространства песчаников [Marfil et al., 2003], в результате формировался каолинит с вермикулярной микроструктурой (K2) (см. рис. 9). Необходимо отметить, что, судя по нашим наблюдениям, в баженовской свите процессы интенсивного преобразования ОВ происходили не по всей толще равномерно, а лишь в отдельных слоях. Об этом свидетельствует распространение существенно катагенетически измененных пород ($C/S < 2$) лишь на некоторых интервалах разреза [Эдер, 2020; Эдер и др., 2021].

В исследуемых отложениях баженовской свиты Центрального района (Южно-Ягунская, Чупальская площади), в разрезах без существенных нефтепроявлений, где аутигенный каолинит с вермикулярной микроструктурой (K2) обнаружен в отдельных слоях, отмечаются следующие особенности: 1) поры, заполненные каолинитом, имеют более широкое распространение (5–7 об. %), чем в Юго-восточном районе (Южно-Майская, Пельгинская пл.), где они встречаются в единичных случаях; 2) слои с каолинитизированным поровым пространством находятся в непосредственной близости от карбонатизированных или пиритизированных слоев ($C/S < 2$). Ранее по комплексу признаков сделаны выводы о том, что породы, характеризующиеся $C/S < 2$, претерпели преобразования минерального состава (пиритизацию или карбонатизацию) в результате генерации УВ [Эдер, 2020] на стадии среднего катагенеза. Таким образом, в случае широко распространенной каолинитизации единичных слоев баженовской свиты в разрезах без существенных нефтепроявлений Центрального района ЗСБ, она развивалась, по-видимому, в зоне контакта с породами, в которых происходили существенные преобразования ОВ, вызывающие изменение химизма пластовых флюидов.

По данным И.Н. Ушатинского [1978], наиболее совершенным по морфологии микрокристаллов

и строению агрегатов является позднекатагенетический каолинит продуктивных отложений, заполняющий поры песчаников вблизи водонефтяного контакта. В то же время отмечается, что степень совершенства микроструктуры агрегатов каолинита в нефтенасыщенных песчаниках в целом ниже, чем в водоносных, что связывается с тормозящим аутигенез влиянием углеводородов [Ушатинский, 1978]. Это подтверждается экспериментальными данными Е.Г. Куковского [1974], отмечавшего, что при обработке кристаллографически совершенных каолинитов некоторыми органическими веществами с целью получения органо-каолинитовых комплексов наблюдается снижение структурной упорядоченности минерала. По данным этого автора оказалось, что в процессе адсорбции молекулы ряда органических соединений внедряются в межслоевые пространства вместе с молекулами воды. Таким образом, не исключается, что до интенсивной генерации в ряде случаев некоторые поры могли быть уже заполнены вермикулярным каолинитом, однако при активизации процессов генерации нефти первоначальное совершенство и упорядоченность его микроструктуры были утрачены вследствие контакта с УВ. По результатам проведенного исследования сделаны выводы, что в баженовской свите особенности морфологии аутигенного каолинита в пределах нефтенасыщенных интервалов и в прилегающих к ним слоях в целом соответствуют упомянутым выше закономерностям распределения морфологических типов аутигенного каолинита в нефтеносных интервалах и зоне водонефтяного контакта, выявленным ранее И.Н. Ушатинским [1978] для юрских терригенных коллекторов ЗСБ.

В изученном разрезе Западно-Квензерской площади наблюдается сходная ситуация. Широко распространенный каолинит (K3) в порах нефтенасыщенного интервала характеризуется низкой степенью упорядоченности в расположении микрокристаллов (микроструктура “карточный домик”), частой ассоциацией с ОВ. Ни в одном из исследуемых разрезов Центрального района и других разрезах Юго-восточного района не наблюдается такой масштабной каолинитизации порового пространства, как в пределах нефтенасыщенного интервала и граничащих с ним слоев (общей мощностью 12 м) в изученном разрезе Западно-Квензерской площади. При этом в приграничных слоях каолинит имеет вермикулярную микроструктуру.

Что касается развития катагенетической каолинитизации в нефтепродуктивном интервале

и в граничащих с ним слоях баженовской свиты в разрезе на Салымской площади, то здесь она проявлена существенно в меньшей степени, чем на Западно-Квензерской площади. Это связано с преобладанием при нефтегенерации процессов карбонатизации, главным образом, доломитизации порового пространства, образованного на месте растворения остатков радиолярий [Эдер и др., 2021]. При этом так же, как и в баженовской свите Западно-Квензерской площади, в нефтепродуктивном интервале этой толщи на Салымской площади присутствует каолинит с микроструктурой типа “карточный домик”, в приграничных слоях – с вермикулярной. Частичная доломитизация пород, не связанная с геохимическими барьерами, и широко распространенная каолинитизация в нефтепродуктивных интервалах баженовской свиты рассматриваются нами как катагенетические. Ранее [Немова, 2012] по данным изотопного анализа выявлено, что температуры катагенетической доломитизации для пород баженовской свиты Краснотеннинского свода составляют около 100°C, что соответствует пику интенсивного преобразования ОВ [Hunt, 1979; Platt, 1993].

Свидетельства широкого распространения проявлений доломитизации и каолинитизации в породах баженовской свиты зафиксированы только в двух разрезах Западно-Квензерской и Салымской площадей, содержащих нефтепродуктивные интервалы. Можно предположить, что благодаря дополнительному прогреву, ввиду локальных факторов, породы баженовской свиты здесь подверглись воздействию температур 100–140°C. Главной причиной образования пустотного пространства за счет выщелачивания остатков радиолярий и его карбонатизации или каолинитизации являлось изменение геохимической среды вследствие активной генерации УВ.

По нашему мнению, основной причиной столь разного проявления катагенетических преобразований баженовской свиты Центрального и Юго-восточного районов является разный исходный состав первоначальных осадков. В частности, известно [Эдер и др., 2023], что разрезы центральных районов отличаются повышенной карбонатностью в результате более широкого расселения карбонатной фауны и флоры (кокколитофоридовых водорослей) на этих территориях в период седиментации [Брадучан и др., 1986; Захаров, 2006; Эдер и др., 2022]. На Салымской площади изученный разрез включает карбонатсодержащую “кокколитовую” пачку, в то время как на Западно-Квензерской площади эта пачка отсутствует, а верхняя половина свиты представлена

слабокарбонатными смешанными кероген-кремнисто-глинистыми породами, с повышенным содержанием (30–40 мас. %) глинистого материала и мелкоалевритовой составляющей [Эдер и др., 2022]. Таким образом, при увеличении концентрации CO₂ в породе в период активной генерации УВ в баженовской свите Центрального района пластовые флюиды насыщаются продуктами растворения остатков карбонатной флоры (кокколиты) и фауны (раковины бухий, иноцератов, аммониты), в существенно меньшей степени – продуктами растворения полевых шпатов (см. рис. 9). И.Н. Ушатинским [1978] ранее было отмечено, что кроме мелкой размерности зерен, на снижение проницаемости песчаных пород влияет карбонатизация, которая препятствует доступу пластовых вод и дальнейшим постседиментационным изменениям [Ушатинский, 1978]. Это наблюдение также отчасти объясняет существенно меньшее развитие аутигенного каолинита в баженовской свите Центрального района.

Масштабная аутигенная каолинитизация, подобная наблюдаемой в баженовской свите Западно-Квензерской площади, может быть обнаружена и в некоторых разрезах Юго-восточного района (а возможно, и в других районах, приближенных к береговой линии палеобассейна), где вследствие ряда факторов (близость к глубинным разломам, более значительная глубина погружения) происходили дополнительный прогрев и, как следствие, интенсивная нефтегенерация.

В Центральном районе ЗСБ в интервалах баженовской свиты, где происходила активная генерация УВ в среднем катагенезе (при $T > 100^\circ\text{C}$), поровое пространство, образованное при выщелачивании диагенетического карбонатного или кремнистого заполнения остатков радиолярий, подверглось более поздней катагенетической карбонатизации (в большей степени доломитизации) при существенно подчиненном развитии аутигенного каолинита. В этом случае коллекторские свойства пород, вероятно, ухудшились, поскольку пустотное пространство заполнилось карбонатным материалом. Причиной более активного проявления процессов диа- и катагенетической карбонатизации могло быть повышенное содержание биогенного карбонатного материала [Эдер и др., 2022] в баженовской свите Центрального района и его растворение на разных стадиях постседиментационных преобразований. В то же время в некоторых случаях карбонатизация пород являлась основой для образования коллектора в катагенезе. Так, например, ранее было высказано предположение о том, что карбонатизация

пород вблизи геохимических барьеров происходила в диагенезе—раннем катагенезе [Эдер и др., 2019]. Известно, что в ряде западных и центральных районов ЗСБ эти карбонатизированные слои (в основном апорадиоляриты), расположенные главным образом в основании баженовской свиты, на стадиях среднего и позднего катагенеза в результате частичного выщелачивания диагенетических карбонатов стали кавернозными и в настоящее время являются основными коллекторами УВ [Немова, 2011; Балушкина и др., 2016; и др.].

По сравнению с Центральным районом, на Западно-Квензерской площади Юго-восточного района наблюдается обратная картина. Вследствие насыщенности поровых флюидов в большей степени продуктами растворения полевых шпатов, в основном Al, поровое пространство, образованное в остатках радиолярий, заполняется каолинитом и в существенно меньшей степени — карбонатами. Карбонатизированные радиоляриты, сформированные вблизи геохимических барьеров, здесь менее мощные (0.5–1 м) по сравнению с Центральным районом. По данным Б.А. Лебедева [1992], “относительно небольшое увеличение пористости при каолинитизации приводит к несопоставимо более высокой проницаемости, что имеет следствием предпочтительную аккумуляцию углеводородов в зонах развития этого процесса”. Предполагается, что в баженовской свите каолинитизация нефтенасыщенного интервала также привела к улучшению фильтрационно-емкостных свойств. Другими словами, в относительно низкопористой, плохо проницаемой толще, насыщенной ОВ, при достижении определенных температур (>100–140°C) началась интенсивная генерация УВ, и этот процесс способствовал увеличению пористости пород в пределах нефтепроизводящего интервала за счет выщелачивания внутреннего заполнения остатков радиолярий и развитию в порах каолинита. Таким образом, “плотное” плохо проницаемое хранилище ОВ на глубинах более 2.5 км в результате природных саморегулирующихся процессов было превращено в пористую и проницаемую среду, насыщенную УВ.

Что же являлось источником необходимых элементов (Si и Al) для образования катагенетического каолинита баженовской свиты? По мнению большинства исследователей, основным поставщиком SiO₂ для пород баженовской свиты являлись радиолярии, которые имели широкое распространение в водной толще во время накопления осадков пачек 1–3 [Брадучан и др.,

1986; Вишневская и др., 2020; Эдер и др., 2022]. Известно, что нижняя половина баженовской свиты является преимущественно кремнистой за счет высокого содержания в ней остатков радиолярий. Однако на некоторых интервалах породы подверглись существенному постседиментационному окремнению. Так, в силицитах, содержащих 75–90 мас. % SiO₂, в одних случаях первичная биоморфная структура сохраняется за счет присутствия остатков радиолярий, в других — порода имеет абиоморфную структуру и замещена скрытокристаллическим кварцем, который формировался по радиоляритам вблизи геохимических барьеров [Эдер, Замирайлова, 2023]. Таким образом, упомянутые выше особенности вещественного состава пород дают основание предполагать высокую степень насыщенности кремнеземом поровых флюидов баженовской свиты. Что касается алюминия, то предполагается, что одним из его возможных источников могли быть полевые шпаты и другие неустойчивые к воздействию растворов силикаты, находящиеся в мелкоалевритовой фракции пород. Необходимо отметить, что потенциальными поставщиками ионов алюминия могли быть не только алюмосиликаты из вмещающих аутигенный каолинит пород баженовской свиты, но и из залегающих выше и ниже слоев.

И.А. Мельник [2019], проведя анализ связи наложенных эпигенетических процессов с нефтенасыщенностью в песчаных коллекторах ЗСБ, пришел к выводу, что высокую степень интенсивности вторичной каолинитизации и пиритизации можно использовать в качестве индикаторов присутствия УВ в породах. Подобная ситуация наблюдается в баженовской свите, а именно в разрезах скважин с нефтенасыщенными интервалами аутигенный каолинит имеет существенно большее распространение, чем в “сухих” скважинах. Таким образом, относительно широкое распространение аутигенного каолинита с микроструктурой типа “карточный домик” (КЗ) и, в большинстве случаев, находящегося в порах в ассоциации с ОВ, наряду с катагенетической доломитизацией и пиритизацией, может использоваться в качестве дополнительного признака нефтеносных интервалов баженовской свиты. В то же время значительное распространение в поровом пространстве пород баженовской свиты каолинита с вермикулярной микроструктурой возможно встретить: а) в разрезах без существенных нефтепроявлений, вблизи редких интервалов пород, где процессы нефтегенерации находятся на начальной стадии; б) в слоях, граничащих с нефтепродуктивными интервалами.

ВЫВОДЫ

Впервые в баженовской свите обнаружено и описано три типа каолинита, образующих агрегаты с различной микроструктурой: 1) коллоидной (К1); 2) вермикулярной (К2); 3) типа “карточный домик” (К3). Каолинит первого типа встречается в единичных порах, не связанных с растворением остатков радиолярий; каолиниты второго и третьего типа занимают в основном пустотное пространство, образованное в результате растворения остатков радиолярий.

Выявлено, что в разрезах Центрального района (со степенью преобразованности баженовской свиты МК₁, МК₂) каолинит часто приурочен к породам с $C/S < 2$ (т.е. к тем, в которых, как было предположено ранее, произошли существенные преобразования вещественного состава на стадии катагенеза при нефтегенерации).

Предполагается, что первый тип каолинита (К1) образовался на стадии раннего катагенеза, в единичных порах, в условиях слабой проницаемости вмещающих пород. Второй тип каолинита (К2) мог формироваться: 1) на поздних этапах раннего катагенеза, вблизи обогащенных ОВ интервалов разреза, в которых происходили его существенные преобразования, но значительная нефтегенерация еще не наступила; 2) в среднем катагенезе в слоях, граничащих с нефтепродуктивным интервалом при активной генерации нефтяных УВ ($T > 70-100^{\circ}\text{C}$). Третий тип каолинита (К3) сформировался при значительном термальном преобразовании ОВ ($T > 100-140^{\circ}\text{C}$) в интервале нефтегенерации баженовской свиты Юго-восточного района ЗСБ (Западно-Квензерская площадь). В меньшей степени он отлагался в пустотном пространстве нефтепродуктивного интервала баженовской свиты Центрального района (Салымская площадь), где была распространена катагенетическая частичная доломитизация пород. Столь разное проявление постседиментационных преобразований пород объясняется различиями в составе первоначальных осадков, которые были обусловлены, главным образом, неравномерным распространением планктонных (кокколитофориды) и бентосных (двустворчатые моллюски, аммониты) морских организмов с карбонатной раковинной, а также разной степенью удаленности от береговой линии палеобассейна).

Сделано предположение о том, что широкое распространение каолинита, характеризующего микроструктурой типа “карточный домик” (К3), в большинстве случаев в ассоциации

с ОВ, наряду с катагенетической доломитизацией и пиритизацией, может использоваться в качестве дополнительного признака нефтеносных интервалов баженовской свиты и для уточнения их границ.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны Л.Г. Вакуленко, Е.В. Щепетовой, Д.М. Коршунову (ГИН РАН) за консультации и обсуждение результатов исследования, Н.А. Пальчик (ИГМ СО РАН), Е.В. Покровской (ГИН РАН), В.В. Крупской (ИГЕМ РАН) — за предоставление результатов рентгенофазового анализа глинистой фракции пород, операторам СЭМ В.А. Даниловской (ИГМ СО РАН) и Н.В. Горьковой (ГИН РАН), а также С.В. Рыжковой — за помощь в подготовке некоторых иллюстраций для полученных результатов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках тем госзадания ГИН РАН (№ 123032400064-7) и ИНГГ СО РАН (FWZZ-2022-0007).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балушкина Н.С., Юрченко А.Ю., Калмыков Г.А., Коробова Н.И., Петракова Н.Н., Бугаев И.А.* Условия образования и нефтенасыщенность карбонатных коллекторов баженовской и абалакской свит // Нефтяное хозяйство. 2016. № 1. С. 32–35.
- Бортников Н.С., Савко А.Д., Новиков В.М. и др.* Латненское месторождение огнеупорных глин (Центральная Россия) // Литология и полез. ископаемые. 2016. № 6. С. 487–500.
- Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А. и др.* Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность) // Новосибирск: Наука, 1986. 217 с.
- Вакуленко Л.Г., Аксенова Т.П., Ян П.А.* Минералы группы каолинита в нижнеюрских отложениях Западной Сибири // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2017. Т. 2. № 1. С. 52–56.
- Вассоевич Н.Б.* Теория осадочно-миграционного происхождения нефти // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 11. С. 137–142.
- Викулова М.Ф., Бурков Ю.К., Македонов А.В. и др.* Фациальные типы глинистых пород (и их первичные литологические особенности). Л.: Недра, 1973. 288 с.
- Вишневская В.С., Амон Э.О., Гатовский Ю.А.* Радиоляриевая биостратиграфия баженовского горизонта (верхняя юра–нижний мел) Западной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 6. С. 105–124.

- Гончаров И.В., Самойленко В.В., Обласов Н.В., Фадеев С.В. Катагенез органического вещества пород баженовской свиты юго-востока Западной Сибири (Томская область) // Нефтяное хозяйство. 2013. № 10. С. 32–37.
- Гурова Т.И., Казаринов В.П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. М.: Гостоптехиздат, 1962. 350 с.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 446)
- Захаров В.А. Условия формирования волжско–бериаской высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии // Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А.Ю. Розанова / Отв. ред. С.В. Рожнов. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2006. С. 552–568.
- Зубков М.Ю. Региональный и локальный прогнозы нефтеносности баженовской и абалакской свит (Западная Сибирь) // Горные ведомости. 2016. № 3–4. С. 46–68.
- Калмыков А.Г., Карпов Ю.А., Топчий М.С. и др. Влияние катагенетической зрелости на формирование коллекторов с органической пористостью в баженовской свите и особенности их распространения // Георесурсы. 2019. Т. 21. № 2. С. 159–171.
- Карнюшина Е.Е. Основные причины возникновения зон карбонатной цементации в толщах нефтегазоносных бассейнов // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2012. № 5. С. 47–49.
- Конторович А.Э., Солотчина Э.П., Солотчин П.А., Злобина О.Н. О происхождении диккита в нижнесреднеюрских терригенных отложениях Межовского свода (юго-восток Западно-Сибирской плиты) // Доклады Академии наук. 1997. Т. 353. № 5. С. 649–651.
- Конторович А.Э., Фомин А.Н., Красавчиков В.О., Истомин А.В. Катагенез органического вещества в кровле и подошве юрского комплекса Западно–Сибирского мегабассейна // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 11. С. 1191–1200.
- Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др. Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 680 с.
- Конторович А.Э., Ян П.А., Замирайлова А.Г. и др. Классификация пород баженовской свиты // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 2034–2043.
- Конторович А.Э., Меленевский В.Н., Иванова Е.Н., Фомин А.Н. Фенантроны, ароматические стераны и дибензотиофены в юрских отложениях Западно–Сибирского нефтегазоносного бассейна и их значение для органической геохимии // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 7. С. 873.
- Конторович В.А., Беляев С.Ю., Конторович А.Э. и др. Тектоническое строение и история развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 11–12. С. 1832–1845.
- Коробов А.Д., Коробова Л.А. Эпигенетические глинистые минералы – показатели относительного времени и длительности формирования углеводородных залежей во вторичных терригенных коллекторах чехла // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2012. № 5. С. 20–28.
- Крупская В.В., Калмыков Г.А., Ревва М.Ю., Хотылев О.В. Влияние процессов образования аутигенных глинистых минералов терригенных пород на их коллекторские свойства (на примере пород Вартовского свода) // Литология и полез. ископаемые. 2006. № 3. С. 250–257.
- Куковский Е.Г. Структурные особенности каолинитов в оценке качества каолинов / Отв. ред. В.П. Петров. М.: Наука, 1974. 190 с.
- Лебедев Б.А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л.: Недра, 1992. 239 с.
- Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане Л.: Недра, 1987. 237 с.
- Магазина Л.О., Домбровская Ж.В., Самтоин Н.Д. Генезис глинистых минералов в коре выветривания // Тез. докл. XIV Всесоюз. совещания. Состав и свойства глинистых минералов и пород / Гл. ред. акад. Ф.В. Чухров. Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО РАН, 1988. С. 71.
- Мельник И.А. Интенсивности процессов наложенного эпигенеза как индикаторы нефтенасыщенности песчаных коллекторов // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2019. Т. 330. № 6. С. 90–97.
- Мельник И.А. Латеральная миграция флюидов и интенсивность вторичной каолинизации в терригенных отложениях Томской области // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2016. № 4(28). С. 9–14.
- Немова В.Д., Панченко И.В. Факторы продуктивности баженовского горизонта во Фроловской мегавпадине // Нефтегазовая геология и практика. Теория и практика. 2017. Т. 12. № 4. С. 1–16
- Немова В.Д., Колосков В.Н., Покровский Б.Г. Формирование карбонатизированных коллекторов в глинисто–кремнистых отложениях баженовского горизонта на западе Широкого Приобья // Разведка и охрана недр. 2011. № 12. С. 31–35.
- Неручев С.Г. Избранные труды. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2017. 684 с.
- Оксенойд Е.Е. Характеристика минерально-вещественного состава пород баженовского горизонта в центральной части Западно–Сибирского нефтегазоносного бассейна // Нефть и газ. 2018. № 3. С. 20–28.
- Осовецкий Б.М. Катагенетический каолинит в терригенных коллекторах // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. 2020. № 23. С. 129–139.

- Панченко И.В., Немова В.Д., Смирнова М.Е. и др. Стратификация и детальная корреляция баженовского горизонта в центральной части Западной Сибири по данным литолого-палеонтологического изучения керна и ГИС // Геология нефти и газа. 2016. № 6. С. 22–34.
- Предтеченская Е.А., Злобина О.Н. Об усовершенствовании схемы катагенеза ниже–среднеюрских отложений Уренгойского нефтегазоносного района на основе минеральных и структурных индикаторов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2022. № 2(50). С. 24–47.
- Предтеченская Е.А., Кроль Л.А., Гурари Ф.Г. и др. О генезисе карбонатов в составе баженовской свиты центральных и юго-восточных районов Западно-Сибирской плиты // Литосфера. 2006. № 4. С. 131–148.
- Предтеченская Е.А., Шиганова О.В., Фомичев А.С. Катагенетические и гидрохимические аномалии в ниже–среднеюрских нефтегазоносных отложениях Западной Сибири как индикаторы флюидодинамических процессов в зонах дизъюнктивных нарушений // Литосфера. 2009. № 6. С. 54–65.
- Рыжкова С.В., Дешин А.А. Восстановление истории генерации нефти органическим веществом баженовской свиты северной части Нюрольской мегавпадины (Западная Сибирь) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2023. Т. 18. № 4. http://www.ngtp.ru/rub/2023/47_2023.html
- Рыжкова С.В., Замирайлова А.Г., Костырева Е.А. и др. Характеристика продуктивного интервала баженовской свиты в юго-восточных районах Западной Сибири (на примере Западно-Квензерской площади) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2022. Т. 17. № 4. С. 1–18.
- Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти М.: Мир, 1981. 503 с.
- Ушатинский И.Н., Заринов О.Г. Минералогические и геохимические показатели нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты. Свердловск: Средне-Уральское издательство, 1978. 208 с.
- Фомин А.Н., Беляев С.Ю., Красавчиков В.О., Истомин А.В. Факторы катагенеза органического вещества в юрских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна // Геология нефти и газа. 2014. № 1. С. 127–133.
- Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. М.: ГЕОС, 2006. Вып. 574. 608 с.
- Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в эллизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1983. 150 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 372)
- Эдер В.Г. Пиритизация пород зон перехода черносланцевой толщи к вмещающим отложениям на примере баженовской свиты Западной Сибири // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 3. С. 1–15.
- Эдер В.Г., Балушкина Н.С., Замирайлова А.Г., Фомин А.Н. Литолого-геохимические свидетельства катагенетических преобразований черных сланцев на примере баженовской свиты Западной Сибири // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2021. № 1. С. 58–70.
- Эдер В.Г., Замирайлова А.Г. Литология баженовской свиты Западной Сибири. Новосибирск: СО РАН, 2023. 243 с.
- Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Калмыков Г.А. Свидетельства образования карбонатных пород на геохимических барьерах в черных сланцах на примере баженовской свиты Западной Сибири // Георесурсы. 2019. Т. 21. № 2. С. 143–152.
- Эдер В.Г. Закономерности распределения отношения органического углерода к сере сульфидной в баженовской свите Западной Сибири, как показатель степени преобразованности ее пород / В.Г. Эдер, А.Г. Замирайлова // Пустоваловские чтения 2022: материалы традиционной конференции, посвященной 120-летию Леонида Васильевича Пустовалова, Москва, 20–23 декабря 2022 г. М.: Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский университет) им. И.М. Губкина, 2022. С. 166–168.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.
- Berner R. Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: a new theory / R. Berner, R. Raiswell // *Geochem. Cosmochim. Acta.* 1983. V. 47. P. 855–862.
- Berner R. Sedimentary pyrite formation: an update / Berner R. // *Geochem. Cosmochim. Acta.* 1984. V. 47. P. 605–615.
- Bjorlykke K., Ramm M., Saigal G.S. Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution // *Geol. Rund.* 1989. V. 78(1). P. 243–268.
- Burley S.D., MacQuaker J.H.S. Authigenic clays, diagenetic sequences and conceptual diagenetic models in contrasting basin-margin and basin-center north sed Jurassic sandstones and mudstones // *Origin, Diagenesis and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones.* SEPM Spec. Pub. 1992. V. 47. P. 81–110.
- Curtis C.D. Geochemistry of porosity reduction and enhancement in clastic sediments // *Petroleum Geochemistry and Exploration of Europe* / Ed. J. Brooks. Oxford: Blackwell, 1983. P. 113–125.
- Hower J. Shale diagenesis / Ed. E.J. Longstaffe // *Clays and the resource geologist* // *Mineral. Ass. Can., Short Course.* 1981. V. 7. P. 60–79.
- Hunt J.M. *Petroleum Geochemistry and Geology.* San Francisco: Freeman, 1979. 617 p.
- Lanson B., Beaufort D., Berger G. et al. Meunier A. Authigenic kaolin and illitic minerals during burial diagenesis of sandstones: a review // *Clay Miner.* V. 37. 2002. P. 1–22.
- Leventhal J.S. Carbon–sulfur plots to show diagenetic sulfidation in sediments // *Geochem. Cosmochim. Acta.* 1995. V. 59(6). P. 1207–1211.

- Liu Z.Y., Peng S.P., Qin M.K. et al.* Origin and role of kaolinization in roll-front uranium deposits and its response to ore-forming fluids in the Yili Basin, China // *Geofluids*. 2018. P. 1–16. DOI: 10.1155/2018/7847419
- Marfil R., Delgado F., Rossi C. et al.* Origin and diagenetic evolution of kaolin in reservoir sandstones and associated shales of the Jurassic and Cretaceous, Salam Field, Western Desert (Egypt) // *Clay mineral cements in sandstones* / Eds R.H. Worden, S. Morad // *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Pub.* 2003. V. 34. P. 319–342.
- Milliken K.L.* Late Diagenesis and Mass Transfer in Sandstone–Shale Sequences // *Treatise on Geochemistry (Second Edition)* / Eds H.D. Holland, K.K. Turekian. Amsterdam: Elsevier, 2014. P. 181–206.
- Platt J.D.* Controls on clay mineral distribution and chemistry in the early Permian Rotliegend of Germany // *Clay Miner.* 1993. V. 28. P. 393–416.
- Qiang Xu, Hangbing Lin, Yue Zhao, Bo Wang, Bin Ma, Rong Ding, Jianxin Wang, Tao Hou.* Evolution of pore structure in organic shale with type III kerogen and high kaolinite content in Ningwu Basin // *Front. Earth Sci.* 2021. V. 15(4). P. 831–848.
- Ruiz Cruz M.D.* Kaolinite and dickite formation during shale diagenesis: isotopic data // *Appl. Geochem.* 1998. V. 13. P. 95–104.
- Shaldybin M.V., Lopushnyak Y.M., Goncharov I.V. et al.* The mineralogy of the clayey-silty siliceous rocks in the Bazhenov Shale Formation (Upper Jurassic) in the west Siberian Basin, Russia: The role of diagenesis and possible implications for their exploitation as an unconventional hydrocarbon reservoir // *Appl. Clay Sci.* 2017. V. 136. P. 75–89.
- Surdam R.C., Crossey L.J., Hagen E.S., Heasler H.P.* Organic–inorganic interactions and sandstone diagenesis // *AAPG Bull.* 1989. V. 73. P. 1–23.
- Taylor K.G., Macquaker J.H.S.* Diagenetic alterations in a silt- and clay-rich mudstone succession: an example from the Upper Cretaceous Mancos Shale of Utah, USA // *Clay Miner.* 2014. V. 49. P. 213–227.
- Tourtelot H.A.* Black shale – its deposition and diagenesis // *Clays Clay Miner.* 1979. V. 27. № 5. P. 313–321.

AUTHIGENIC KAOLINITE OF THE UPPER JURASSIC-LOWER CRETACEOUS BAZHENOV FORMATION OF WESTERN SIBERIA

V. G. Eder^{1,*}, A. D. Skomorokhova^{1,2,**}, A. G. Zamirailova³

¹*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences,
Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

²*Geological Faculty of the Lomonosov Moscow State University,
Leninskie Gory, 1, Moscow, 119991 Russia*

³*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS,
Akademika Koptyuga ave., 3, Novosibirsk, 630090 Russia*

**e-mail: edervika@gmail.com*

***e-mail: annaskom@yandex.ru*

The patterns of distribution and morphology of micro aggregates of authigenic late diagenetic kaolinite filling the pore space of rocks of the Bazhenov formation are studied. The analysis of the distribution of its various microstructural types is carried out: 1) in sections with different degrees of late diagenetic transformation of organic matter; 2) in sections of different facies areas; 3) within and outside the oil-saturated intervals for two sections (Zapadno-Kvenzerskaya and Salymenskaya areas). For the first time, three types of kaolinite with different microstructures were discovered and described in the Bazhenov formation: collomorphic/transitional (K1); vermicular (K2); “house of cards» (K3). It is assumed that the first type of kaolinite (K1) was formed at the initial stage of late diagenesis ($T > 60^{\circ}\text{C}$) in single pores, under conditions of weak permeability of the host rocks. The second type of kaolinite (K2) could be formed a) at the later stages of late diagenesis, in rocks in which significant transformations of organic matter occur, but significant oil and gas generation has not yet occurred; b) in late diagenesis in border layers with oil-producing interval with active generation of petroleum hydrocarbons ($T > 70–100^{\circ}\text{C}$). The third type of kaolinite (K3) was formed during a significant thermal transformation of organic matter ($T > 100–140^{\circ}\text{C}$) in the rocks of the Bazhenov formation of the Southeastern region of the West Siberian sedimentary basin (Zapadno-Kvenzerskaya area). To a lesser extent, it was deposited in the pore space of rocks of the oil-producing interval of the Bazhenov formation of the Central District (Salymenskaya area), where late diagenetic (partial) dolomitization of rocks was widespread.

Keywords: Bazhenov formation, Upper Jurassic, authigenic kaolinite, late diagenesis of high-carbonaceous strata

УДК 552.578.2.061.32:551.73(470.1)

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И НЕФТЕГЕНЕРАЦИОННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ НИЖНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА, ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

© 2025 г. И. С. Котик^{a,*}, Т. В. Майдль^{a,**}, М. С. Нечаев^{a,***},
О. С. Котик^{a,****}, Н. В. Пронина^{b,*****}, Л. В. Соколова^{a,*****}

^aИнститут геологии им. акад. Н.П. Юшкина Коми научного центра
УрО РАН, ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, 167982 Россия

^bГеологический факультет Московского государственного университета
им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

*e-mail: ivkotik@gmail.com

**e-mail: maydl@geo.komisc.ru

***e-mail: m.s.nechaev@ro.ru

****e-mail: olya.procko@gmail.com

*****e-mail: nvproncl@mail.ru

*****e-mail: sokolova@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 17.06.2024 г.

После доработки 24.07.2024 г.

Принята к публикации 15.11.2024 г.

В статье представлены результаты изучения нижнедевонских отложений гряды Чернышева с целью определения их нефтегенерационного потенциала. Оценка содержания органического вещества (ОВ) в породах нижнего девона показала, что для большей части изученного разреза характерны низкие концентрации $C_{орг} < 0.3\%$. Повышенное содержание ОВ установлено только в отложениях III пачки овинпармского горизонта, выступающих в качестве потенциальных нефтематеринских пород: $C_{орг} - 0.13-0.35\%$ в карбонатных и $0.54-1.44\%$ в глинисто-карбонатных разностях пород. По пиролитическим (Rock-Eval) данным $S_1 + S_2$ ($0.04-6.20$ мг УВ/г породы) и HI ($19-430$ мг УВ/г $C_{орг}$) они характеризуются как низко- и среднепродуктивные нефтематеринские породы. Формирование этих отложений происходило в открыто-морских условиях внешнего рампа при максимуме трансгрессии морского бассейна. Степень катагенетической преобразованности ОВ нефтематеринских пород, определенная по отражательной способности битуминита ($RV_{eq} - 0.75-0.81\%$), температуре максимального выхода углеводородов при пиролизе ($T_{max} - 437-449^\circ\text{C}$), индексу окраски конодонтов (ИОК - 1.5), соответствует градации МК₂, что свидетельствует о достижении условий середины главной зоны нефтеобразования. Таким образом, наличие пород, способных к генерации углеводородов и достаточная зрелость ОВ для протекания процессов нефтеобразования, позволяет рассматривать нефтематеринские отложения пачки III овинпармского горизонта как эффективный элемент углеводородной системы нижнего девона.

Ключевые слова: нефтематеринские породы, органическое вещество, обстановки осадконакопления, катагенез, нижний девон, Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция

DOI: 10.31857/S0024497X25020041, EDN: CHMDVA

Нижнедевонские отложения являются основным объектом промышленного освоения залежей углеводородов (УВ) на северо-востоке Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Промышленная нефтеносность нижнего девона установлена на более чем 20 месторождениях [Юрьева, 2020], а в 2022 г. в шельфовой части

Баренцева моря в коллекторах овинпармского горизонта открыто крупное по запасам (более 80 млн т) Мадачагское месторождение нефти [Роснефть..., 2024].

При изучении нижнего девона основное внимание исследователей было уделено вопросам стратиграфии, реконструкции условий

седиментации, строению природных резервуаров и характеристике пород-коллекторов [Майдль, 1989; Мартынов, Шамсутдинова, 1999; Жемчугова и др., 2001; Цыганко, 2011; Юрьева, 2020; Нечаев и др., 2022]. В меньшей степени уделялось внимание их оценке как нефтегенерационных пород, способных к формированию залежей УВ. Информация об оценке генерационного потенциала нижнедевонских отложений приводится по немногочисленным данным изучения кернового материала редких скважин [Песецкая, Павлова, 1997; Данилов, 2017], а также в виде общей оценки в монографических работах для всей Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции [Данилевский и др., 2003; Баженова и др., 2008].

Ограниченность полученных ранее аналитических данных не позволяет установить распределение в нижнедевонском разрезе нефтематеринских пород, их мощность, а также изменения их геохимических характеристик в зависимости от литолого-фациальных особенностей. В связи с этим, для восполнения этой информации, нами был изучен наиболее представительный разрез нижнедевонских отложений в естественных выходах, расположенный в северной части гряды Чернышева (рис. 1). На основании проведенных литолого-петрографических, геохимических и углепетрографических исследований были получены новые аналитические данные, результаты которых обсуждаются в данной статье.

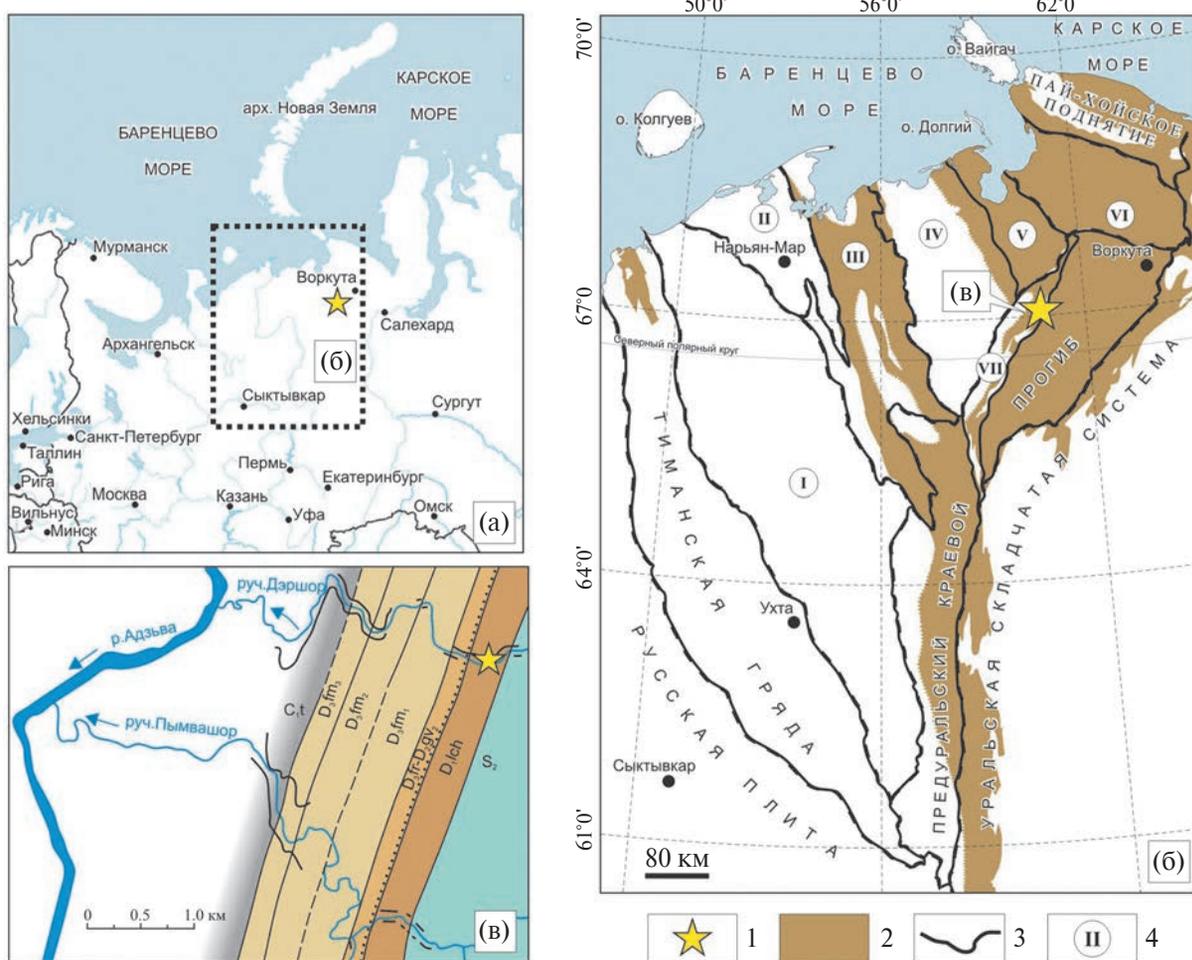


Рис. 1. Обзорная схема района исследований (а) и расположение изученного разреза на схеме тектонического районирования Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (б) (по [Прищепа и др., 2011] с упрощениями) и схематической геологической карте (в) (по [Цыганко, 2011]).

1 – обозначение изученного разреза, 2 – распространение отложений нижнего девона на рис. 1б (по [Никонов и др., 2000]), 3 – выходы коренных пород, 4 – тектонические элементы: I – Ижма-Печорская синеклиза, II – Малоземельско-Колгуевская моноклинал, III – Печоро-Колвинский авлакоген, IV – Хорейверская впадина, V – Варандей-Адзвинская структурно-тектоническая зона, VI – Кортаихинская впадина, VII – гряда Чернышева.

РАЙОН И ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследуемая территория расположена в северо-восточной части Тимано-Печорской нефтегазонасыщенной провинции, в пределах гряды Чернышева – линейной складчато-надвиговой структуры в составе Предуральяского краевого прогиба (см. рис. 1а, 1б).

Нижедевонские отложения имеют не повсеместное распространение на территории Тимано-Печорской провинции: они отсутствуют в Ижма-Печорской синеклизе, на большей части Тиманской гряды и древних палеоподнятиях Печоро-Колвинского авлакогена и Хорейверской впадины (см. рис. 1б). На гряде Чернышева отложения нижнего девона развиты преимущественно на севере и в ее восточной части.

Изученные отложения нижнего девона в объеме овинпармского и сотчемкыртинского горизонтов лохковского яруса вскрываются в естественных выходах по руч. Дэршор (левый приток р. Адзъва) в северной части гряды Чернышева (см. рис. 1в, рис. 2а). Возраст отложений обоснован по брахиоподам, остракодам и конодонтам [Цыганко, 2011; Соколова и др., 2023].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Комплекс проведенных исследований включал изучение литолого-петрографического состава и структурно-текстурных особенностей пород; определение содержания и микрокомпонентного состава ОВ; оценку его УВ потенциала и степени катагенетической преобразованности. Всего по разрезу на различные виды исследований было отобрано 162 образца (см. рис. 2а).

Литолого-петрографическое изучение пород проводилось на микроскопе Leica DM 2700P.

Изучение рассеянного ОВ пород методами органической петрологии включало мацеральный анализ и замеры показателя отражения органических микрокомпонентов, выполненные на микроскопе Leica DM-2500 с установкой QD1302 (Craic Technologies) (МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва) и Nikon Eclipse E400Pol.

Содержание органического углерода ($C_{орг}$, %) в породе определялось на анализаторе МЕТАВАКС-30 путем сжигания в токе кислорода образцов, предварительно обработанных 10%-ной соляной кислотой.

Пиролитические исследования с определением значений S_1 (количество свободных УВ), S_2 (максимальное количество УВ, выделившихся при пиролизе керогена), S_3 (количество CO_2 ,

выделившегося при пиролизе керогена), T_{max} (температура максимального выхода УВ) [Tissot, Welte, 1984] были проведены на приборе Rock-Eval 6 Standard (VINCI Technologies) (ФГБУ “ВНИГНИ”, г. Москва).

Определение индекса окраски конодонтовых элементов (ИОК) проводилось по методике, предложенной А. Эпштейн с соавторами [Epstein et al., 1977]. Оценка цвета конодонтовых элементов проводилась на стереоскопическом микроскопе МБС-10 в отраженном свете на подложке белого цвета. Предпочтение отдавалось экземплярам среднего размера. У крупных экземпляров цвет определялся по наиболее тонкой части элемента. Сравнение цвета изученных конодонтов проводилось с цветом экспериментально нагретой серии конодонтовых элементов из монографии А. Эпштейн и шкалой цвета почв по Манселлу (Munsell soil color chart) [Epstein et al., 1977]. Для образцов с единичными конодонтовыми элементами или заметной разницей в окраске элементов, согласно рекомендациям Дж. Репетски с соавторами [Repetski et al., 2014], фиксировались два значения ИОК – минимальное и максимальное.

Проведенные исследования (кроме замеров показателя отражения органических мацералов и пиролиза Rock-Eval) выполнялись на приборной базе ЦКП “Геонаука” в г. Сыктывкаре.

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

При изучении нижедевонского разреза руч. Дэршор принималось расчленение на пачки, предложенное В.С. Цыганко [Цыганко, 2011]. Здесь выделяются шесть пачек: I – доломитово-глинистая, II – доломитовая, III – глинисто-доломитово-известковая, IV – доломитовая, слагающие овинпармский горизонт и V, VI – доломитовые в сотчемкыртинском горизонте.

В настоящее время нижняя часть разреза в объеме пачки I не обнажена. По данным В.С. Цыганко, пачка I (9.4 м) сложена преимущественно серо-зелеными, желтовато- и буровато-серыми известково-доломитовыми мергелями и глинистыми доломитами, желтовато- и зеленовато-серыми аргиллитами и алевролитами с прослоями темно-серых доломитов и остракодовых ракушняков [Цыганко, 2011].

Пачка II (39.5 м) сложена доломитами, от светло до темновато-серых, тонко- и среднеплитчатыми (см. рис 2а, 2б).

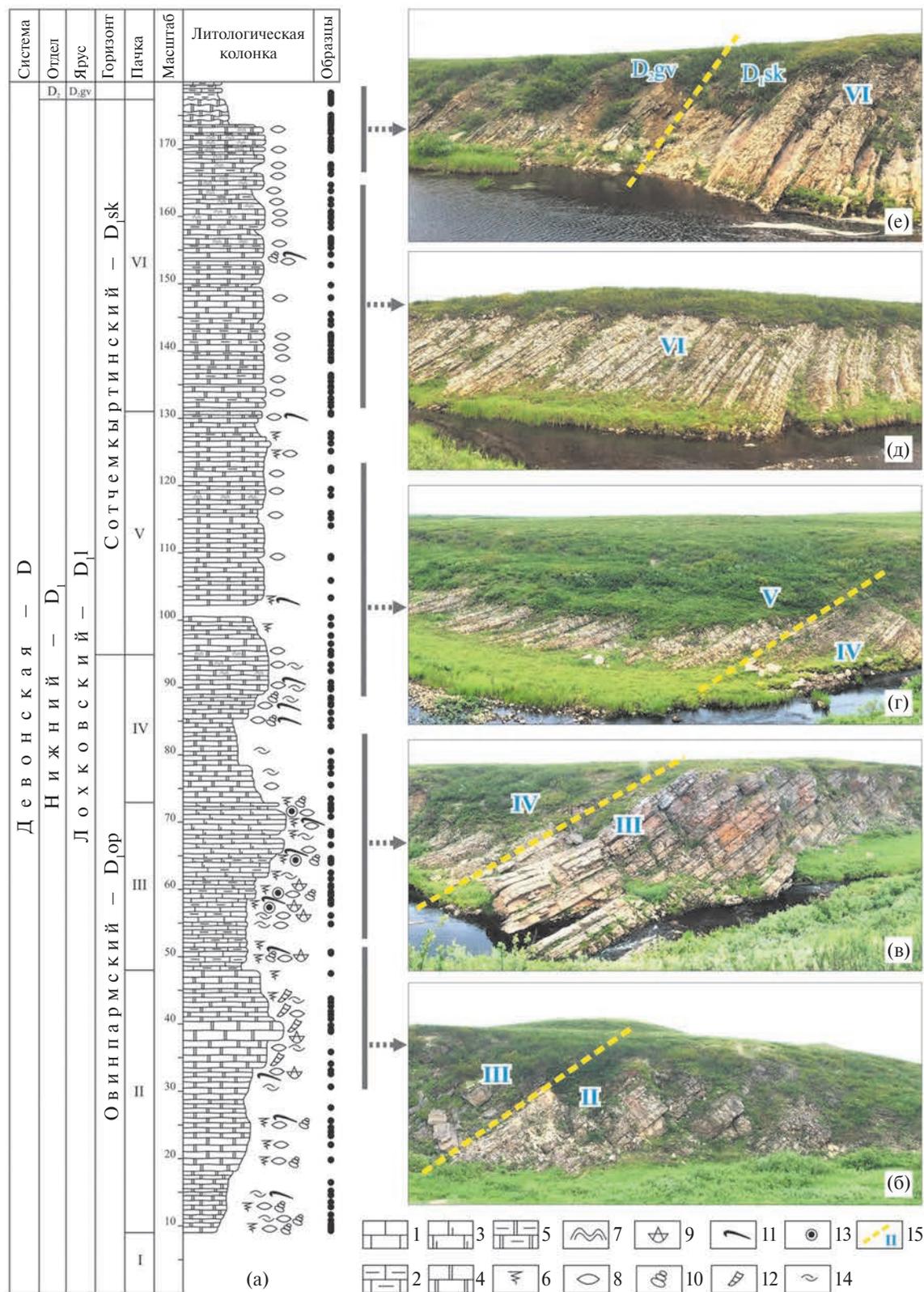


Рис. 2. Литолого-стратиграфическая колонка естественных выходов нижнего девона на руч. Дэршор (а) и обзорные полевые фотографии пачек (б–е).

1 – известняки, 2 – известняки глинистые, 3 – известняки доломитизированные, 4 – доломиты, 5 – доломиты глинистые, 6 – биотурбация, 7 – строматолиты, 8 – остракоды, 9 – брахиоподы, 10 – гастроподы, 11 – двусторчатые моллюски, 12 – строматопораты (амфипоры), 13 – криноидеи, 14 – неопределимый детрит, 15 – номера пачек.

Среди доломитов основными типами пород, слагающих разрез пачки, являются: 1) доломиты вторичные, микро-тонкозернистые с массивной и нечетко линзовидно-слоистой текстурой (рис. 3а, 3б), содержащие реликтовые структуры органических остатков, среди которых отмечаются створки раковин остракод, гастропод и мелкий неопределимый детрит (см. рис. 3в, 3г) и 2) доломиты вторичные, мелко-среднезернистые, включающие реликты крупных раковин гастропод, остракод, брахиопод, двустворчатых моллюсков и мелкие биокласты (см. рис. 3д, 3е, 3ж), образующих иногда скопления ракуши в виде линз и прослоев (1–2 см) (см. рис. 3з).

Наряду с описанными выше породами, в верхней половине пачки присутствуют слои (0.3–2.8 м) доломитов вторичных, светло-серых, мелко-среднезернистых с реликтовыми структурами колоний ветвистых строматопоридей, раковин брахиопод, редких колоний табулят и неопределимым мелким детритом (см. рис. 3и, 3к, 3л).

Пачка III (24 м) отличается от выше- и нижележащих глинисто-доломитово-известковым составом и более богатым комплексом органических остатков.

Нижняя половина пачки сложена преимущественно темно-серыми известняками с прослоями (5–10 см) темно-коричневых глинистых известняков (см. рис. 2а, 2в, рис. 4а) и линзовидными прослоями (0.5–3 см) коричневатых серых известняков доломитизированных.

Известняки биокластово-микрозернистые, содержат раковины и обломки раковин остракод, гастропод, брахиопод, двустворчатых моллюсков и члеников криноидей (см. рис. 4б–4д). Органогенный материал равномерно рассеян в породе или образует скопления (см. рис. 4г, 4д). В последнем случае это обусловлено биотурбацией иловых и биокластовых слоев осадка, придающей породе пятнистый и пятнисто-полосчатый вид.

Глинистые известняки имеют тонкогоризонтально-слоистую или волнисто-линзовидную текстуру, содержат фаунистические остатки, представленные преимущественно мелкими раковинами остракод (см. рис. 4е).

Известняки доломитизированные, микро-тонкозернистые с нечеткой тонко-линзовидно-волнистой текстурой (см. рис. 4ж); биотурбированные и практически не содержат органических остатков.

Верхняя половина пачки характеризуется повышенным содержанием доломита; она сложена серыми и коричневатых серыми

доломитизированными известняками с прослоями серых доломитов (см. рис. 2а). В обнажении породы имеют линзовидно-волнистую и узорчатую текстуру (см. рис. 4з) за счет неравномерного распределения известкового и доломитового материала.

Известняки доломитизированные, микро-тонкозернистые, содержат органические остатки остракод, гастропод, двустворчатых моллюсков, мелкий неопределимый детрит и членики криноидей (см. рис. 4и). Наряду с этим в породах появляются пелоидные компоненты, образующие микро-сгустковую структуру (см. рис. 4к).

Доломиты вторичные, микро-тонкозернистые, с линзовидно-пятнистой текстурой, с редким мелким органогенным детритом и следами биотурбации осадка (см. рис. 4л, 4м).

Завершает разрез овинпармского горизонта **пачка IV** (24 м). Она сложена тонкоплитчатыми серыми и темновато-серыми доломитами, включающими в кровельной части пачки прослойки строматолитов (см. рис. 2а, 2в, 2г, 4н).

Доломиты вторичные, микро-тонкозернистые, массивной, неотчетливо-пятнистой и реже волнисто-слоистой текстуры (см. рис. 4о, 4п, 4р). Породы обеднены органогенным материалом, который представлен тонкой крошкой и более крупными перекристаллизованными обломками раковин остракод, гастропод, двустворчатых, члеников криноидей, рассеянных по породе и образующих послойные и линзовидные скопления (см. рис. 4о, 4с, 4т).

Строматолитовые доломиты образуют прослойки мощностью около 0.3 м, имеют тонкую волнисто-слоистую текстуру, содержат мелкие раковинки остракод, линзы и прослойки пелоидов (см. рис. 4н, 4у).

Отложения **пачки V** (34 м) сотчемкыртинского горизонта согласно залегают на отложениях овинпармского горизонта. Пачка сложена доломитами от светло до темновато-серых, микрозернистыми; в верхней части разреза с прослоями глинистых доломитов (см. рис. 2а, 2г).

Разрез представлен доломитами, имеющими отчетливо выраженную слоистую и неясную линзовидно-волнисто-слоистую текстуру (рис. 5а), и доломитами пятнисто-узорчатыми (см. рис. 5б), в различной степени биотурбированными. В отличие от нижележащих отложений в породах пачки появляются пелоидные комочки, образующие в слоистых разностях отчетливо выраженную сгустковую структуру (см. рис. 5в, 5г). Органические остатки представлены редким детритом раковин остракод и двустворчатых моллюсков.

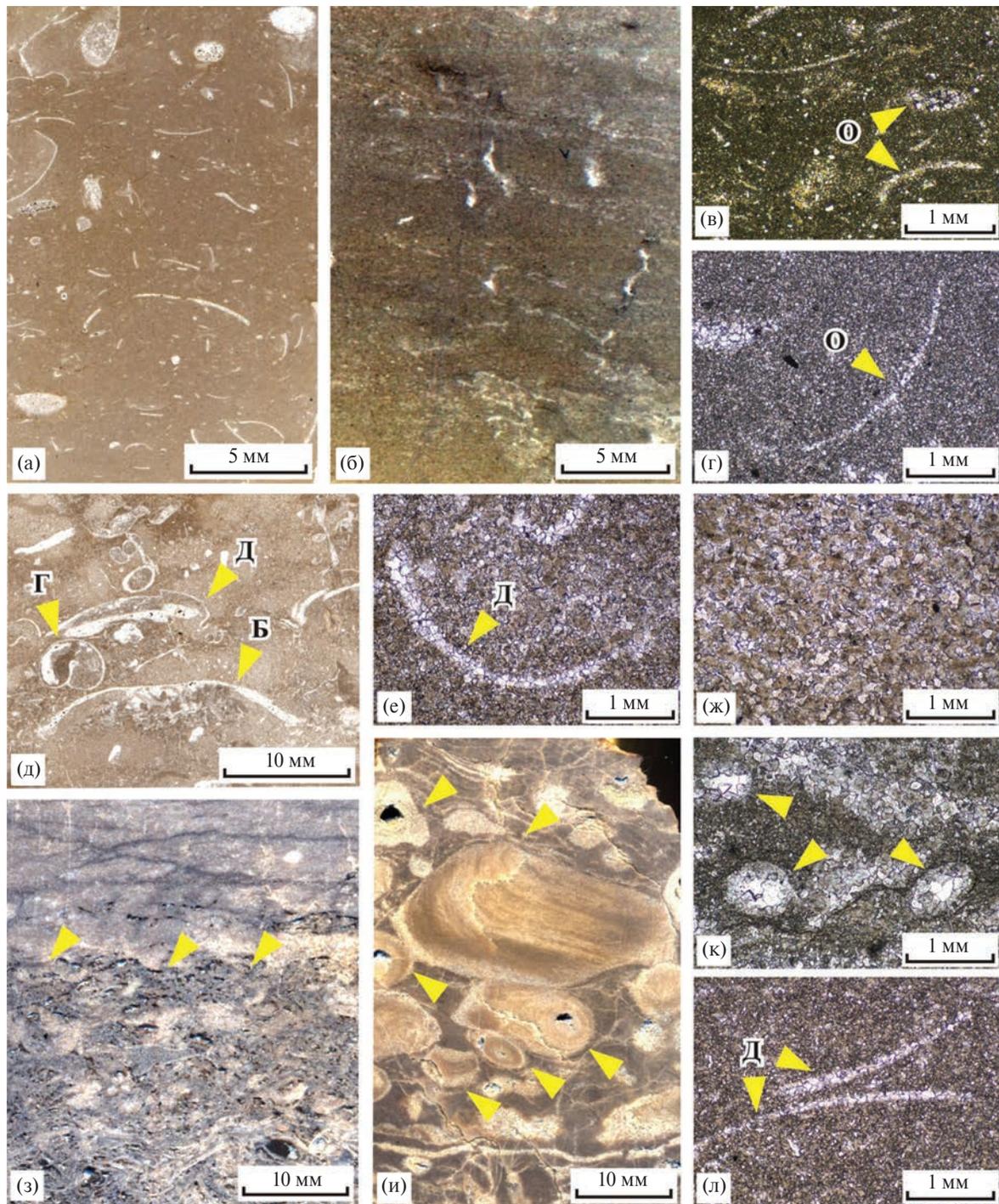


Рис. 3. Литолого-петрографическая характеристика пород пачки II.

а – доломит вторичный тонкозернистый, с детритом остракод (обр. 5А-3); б – доломит вторичный тонкозернистый, с неявной линзовидно-слоистой текстурой (обр. 7/1); в – доломит вторичный тонкозернистый, с обломками раковин остракод, двустворчатых моллюсков и неопределимым детритом (обр. 2/1); г – доломит вторичный мелкозернистый, с редким детритом остракод (обр. 14/1); д, е – доломит вторичный тонко-мелкозернистый, с обломками и целыми раковинами гастропод, остракод, двустворчатых моллюсков и брахиопод (обр. 8-1); ж, з – доломит вторичный мелко-среднезернистый, с прослоями ракуши (обозначено желтыми маркерами) брахиопод, двустворчатых моллюсков, остракод (обр. 10-2 и 12/2); к, л (обр. 15/1) – доломиты вторичные мелко-среднезернистые с колониями ветвистых строматопорат (обозначены желтыми маркерами) и обломками крупных раковин (обр. 12/1 и 15/1).

а, б, д – сканированное изображение шлифа, в, г, е, ж, к, л – микрофотография шлифа, з, и – сканированное изображение среза породы.

О – остракоды, Г – гастроподы, Д – двустворчатые моллюски, Б – брахиоподы.

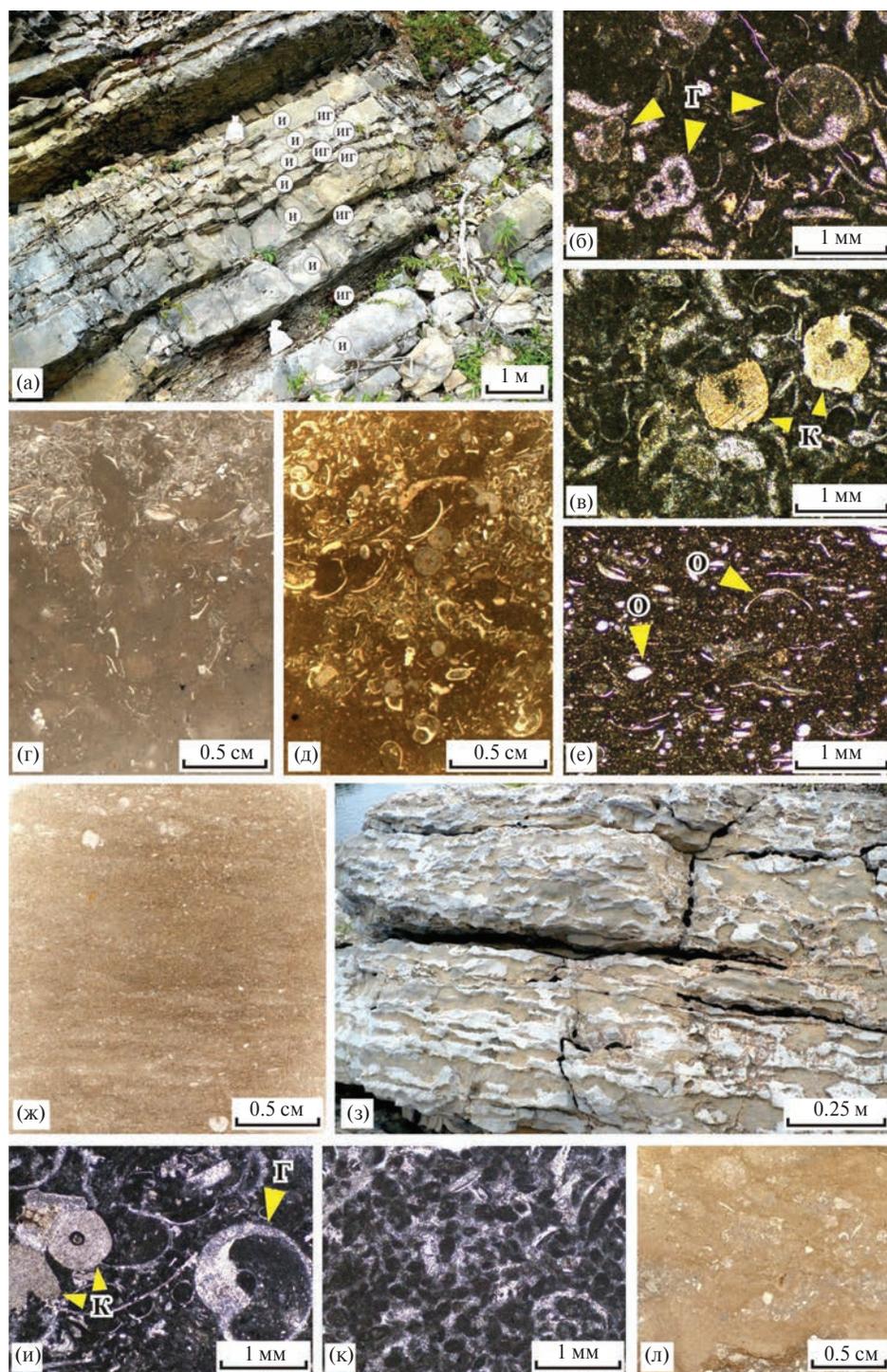


Рис. 4. Литолого-петрографическая характеристика пород пачек III и IV.

а – характер переслаивания пород в нижней части пачки III (И – известняк, ИГ – известняк глинистый); б, в – известняк биокластово-микрозернистый, с неравномерно распределенным детритом остракод, гастропод и члеников криноидей (обр. 23/3); г (обр. 22/2), д (обр. 23/3) – характер распределения детрита в биокластово-микрозернистых известняках; е – известняк глинистый с мелкими остракодами и неопределимым раковинным ломом (обр. 22А/1); ж – известняк доломитизированный микро-тонкозернистый, с тонкой линзовидно-волнистой текстурой, с редкими обломками члеников криноидей и неопределимым детритом (обр. 23/2); з – пятнисто-полосчатая, узорчатая текстура в доломитизированных известняках верхней части пачки III; и – известняк доломитизированный, биокластовый с микрозернистым матриксом, органические остатки представлены раковинами и обломками раковин остракод, гастропод, двустворок и члеников криноидей (обр. 26/4); к – известняк доломитизированный, микро-тонкозернистый, биокластовый с пелоидами (обр. 28/1);

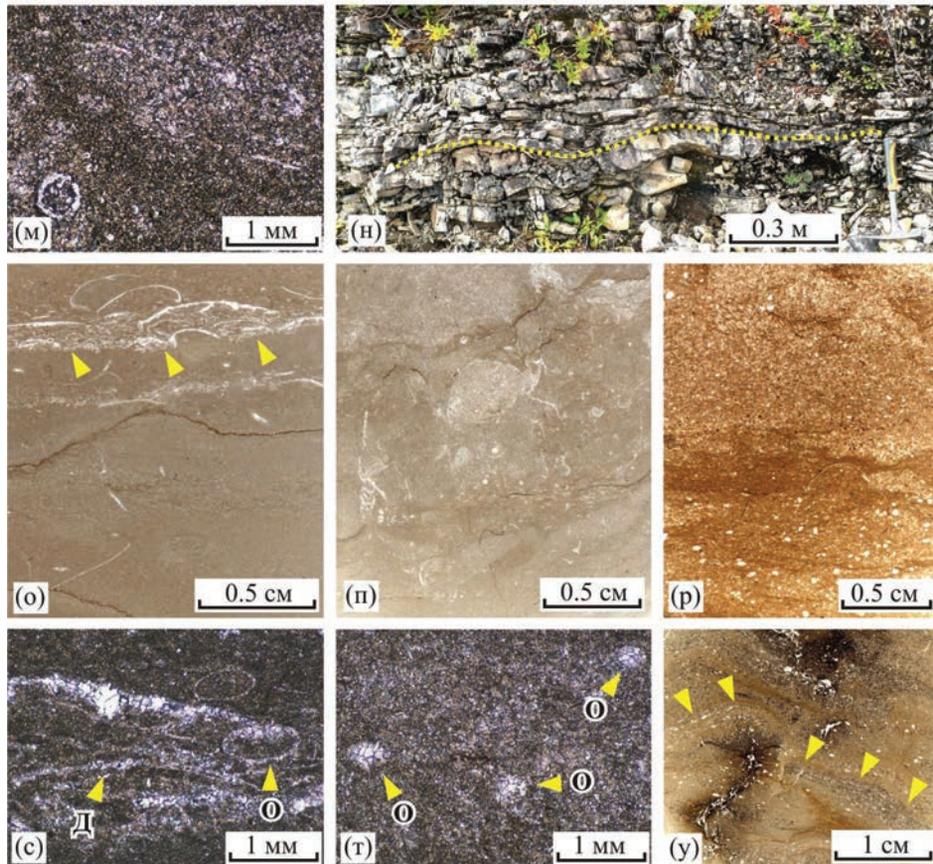


Рис. 4. Окончание

л, м – доломит вторичный, микро-тонкозернистый, линзовидно-пятнистой текстуры, с редким мелким детритом (обр. 27/1); н – слой со строматолитами в верхней части пачки IV, образующими волнисто-слоистую текстуру отдельности; о – т – доломиты вторичные, микро-тонкозернистые, массивной (о), неотчетливо-пятнистой (п) и волнисто-слоистой (р) текстуры с редкими обломками раковин остракод, гастропод, двустворок и неопределимым детритом, рассеянных по породе (р, т) и образующих послойные скопления (о, с) (обр. 35/1 – о, с, обр. 32/2 – п, обр. 34/1 – р, т); у – строматолиты, волнисто-слоистой текстуры, с мелкими раковинками остракод, линзами и прослойками пелоидов (обозначены желтыми маркерами).

г, д, ж, л, о, п, р, у – сканированное изображение шлифа, б, в, е, и, к, м, с, т – микрофотография шлифа.
Условные обозначения см. рис. 3.

Доломиты глинистые, пелитоморфные с узорчатой текстурой, обусловленной биотурбацией осадка и подчеркнутой гидроксидами железа; содержат примесь зерен кварца алевритовой размерности до 10% (см. рис. 5д).

Завершает разрез **пачка VI** (45.5 м). Она сложена тонко- и среднеплитчатыми серыми и темно-серыми доломитами с прослоями рассланцованных серых глинистых доломитов. В верхней половине пачки в строении разреза также участвуют строматолиты, образующие небольшие “раздувы” в слоях и реже биогермы высотой 10–25 см (см. рис. 2а, 2д, 5е).

Породы имеют пологоволнистую, линзовидно-волнисто-слоистую и пятнисто-узорчатую текстуру (см. рис. 5ж, 5з).

Микроскопически доломиты микро-тонкозернистые; среди форменных элементов почти во всех образцах присутствуют пелоиды, от отдельных включений в микритовой массе до образующих сгустковую структуру (см. рис. 5и, 5к), а также литокласты подстилающих и вмещающих пород (см. рис. 5л). Органогенный материал представлен створками и целыми раковинами мелких остракод, редко детритом гастропод и двустворчатых моллюсков (см. рис. 5н). Распространенным элементом пород пачки являются фенестры: от редких до многочисленных, формирующих узорчатую текстуру (см. рис. 5м).

Глинистые доломиты в прослоях от 5 до 20 см имеют микро-тонкозернистую структуру, массивную текстуру и включают (около 5–10%) обломки кварца алевритовой размерности (см. рис. 5о).

В кровле разреза сочтемкыртинского горизонта на доломитах VI пачки со стратиграфическим несогласием залегают карбонатно-глинистые отложения живетского яруса среднего девона [Цыганко, 2011] (см. рис. 2а, 2е).

МИКРОКОМПОНЕНТНЫЙ СОСТАВ, НЕФТЕГЕНЕРАЦИОННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ И КАТАГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПРЕОБРАЗОВАННОСТЬ ОВ

Микрокомпонентный состав ОВ

Петрологическое изучение состава ОВ нижнедевонских отложений было проведено для глинисто-карбонатных пород III пачки овинпармского горизонта.

В основном ОВ представлено битуминитом (Lt_{bit}) – мацералом группы липтинита, образовавшимся из водорослей, потерявших структурные особенности [Pickel et al., 2017; Hackley et al., 2018]. В образцах он встречается в виде отдельных включений (рис. 6а), слоев, удлиненных прожилков и линз (см. рис. 6б, 6в), вытянутых согласно слоистости.

В процессе преобразования битуминита, после генерации им жидких и газообразных продуктов, остаются твердые включения, называемые твердыми битумами или постгенерационным битуминитом [Hackley et al., 2018; Пронина и др., 2022]. Это бесструктурное остаточное вещество, встречающееся в виде включений в основной массе и пустотах между карбонатными зернами (см. рис. 6г).

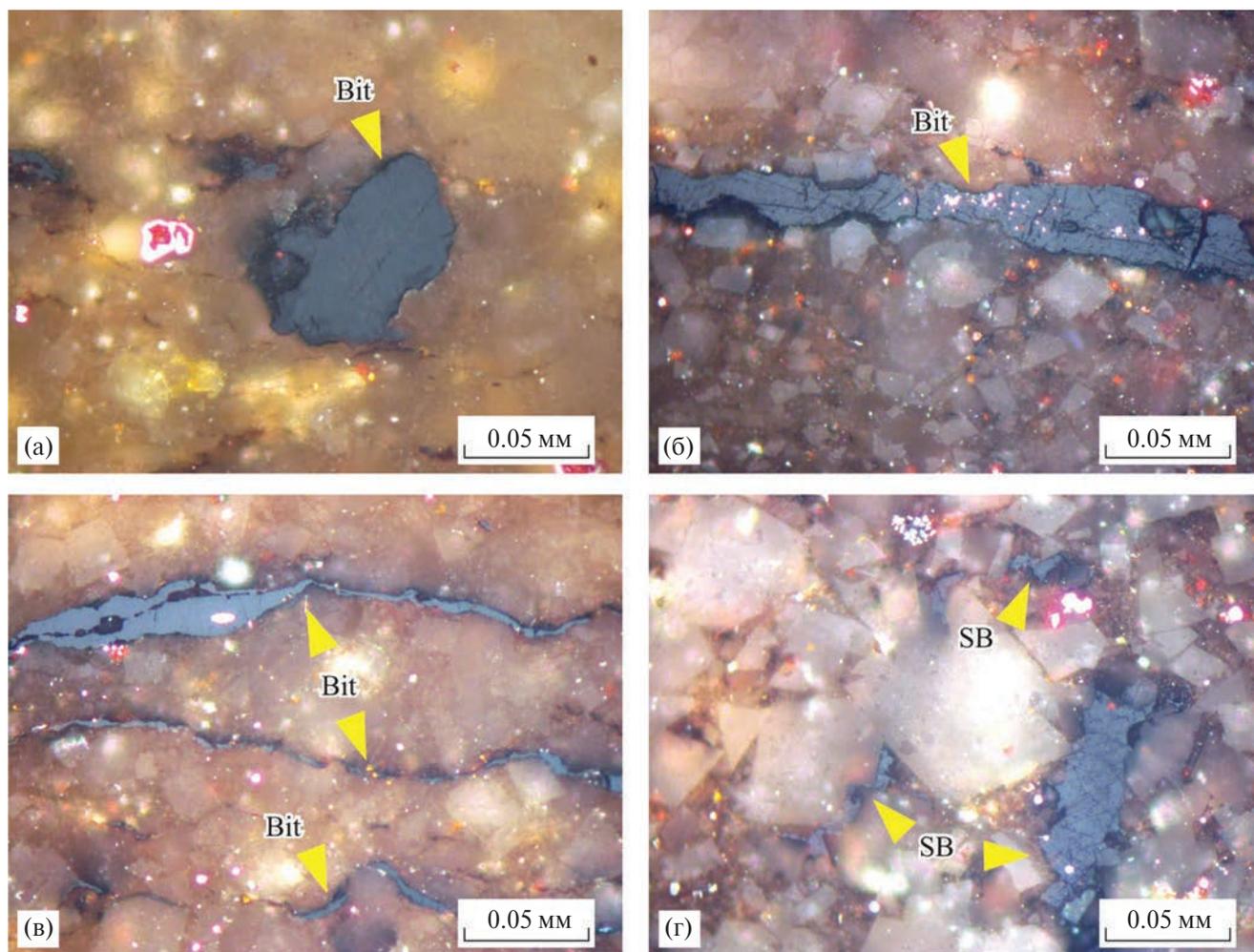


Рис. 6. Микрофотографии компонентов ОВ.

а–в – битуминит в виде отдельных включений (а), слоев (б), прожилков и линз (в); г – включения твердых битумов между минеральными зернами.

а, в – обр. 24/3, б – обр. 22/1, г – обр. 26/1.

Bit – битуминит, SB – твердые битумы.

В породах встречаются также битумные пленки между минеральными зернами, являющиеся новообразованными жидкими продуктами, оставшимися после преобразования ОВ.

Таким образом, петрологическое изучение состава ОВ пород показало, что оно представлено только включениями битуминита и его производных, исходной составляющей которых является морское альгогенное ОВ.

Содержание $C_{орг}$

Определение содержания $C_{орг}$ в отложениях нижнего девона было выполнено для всего разреза и для всех основных литологических разностей пород (рис. 7а).

В породах пачки I овинпармского горизонта, изученных из коллекции В.С. Цыганко, содержание $C_{орг}$ составляет 0.01–0.3% в доломитистых алевролитах и мергелях, и 0.11% в доломитах. Отложения пачек II и IV, представленных преимущественно серыми микро-тонкозернистыми доломитами, также характеризуются низкими концентрациями $C_{орг}$ – 0.03–0.27%. В глинисто-доломитово-известковой III пачке установлены повышенные содержания $C_{орг}$: 0.13–0.35% в известняках и доломитизированных известняках и 0.54–1.44% в глинистых известняках (см. рис. 7а). В сотчемкыртинском горизонте (пачки V и VI) для всех литологических разностей пород характерно низкое содержание $C_{орг}$:

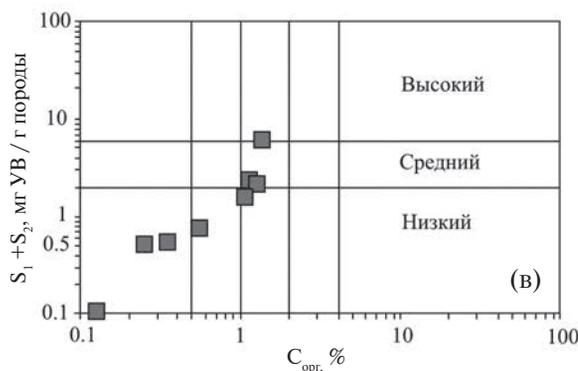
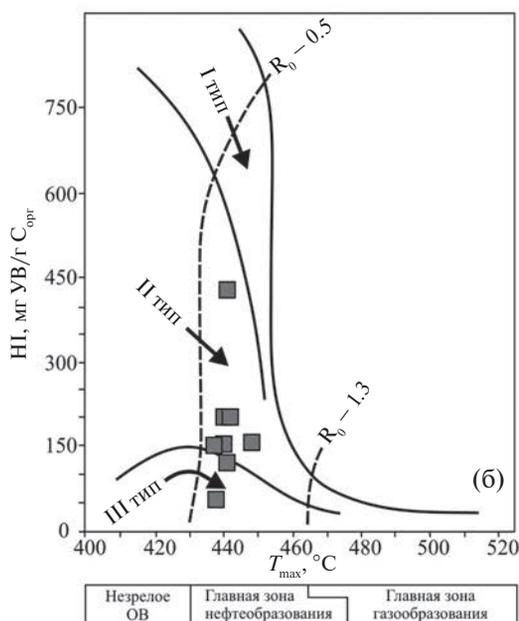
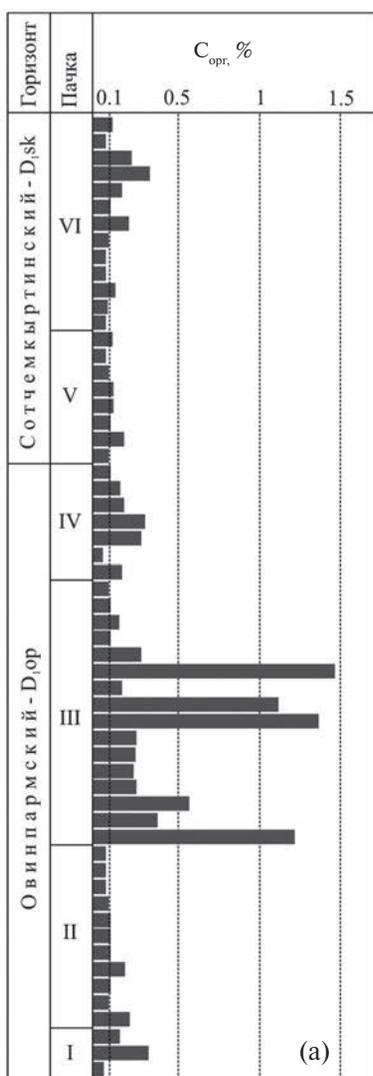


Рис. 7. Содержание в породах ОВ и его генерационный потенциал.

а – распределение концентраций $C_{орг}$ по разрезу, б – график зависимости $HI-T_{max}$, показывающий УВ потенциал и зрелость ОВ, в – характеристика нефтематеринских пород по величине генетического потенциала и содержанию $C_{орг}$.

0.03–0.17% в доломитах и 0.03–0.30% в глинисто-доломитовых разностях пород.

Среди исследователей нет единого мнения о том, какую минимальную величину содержания $C_{орг}$ следует рассматривать в качестве нижнего предела для определения карбонатной породы как нефтематеринской. По данным разных авторов минимальное значение $C_{орг}$ изменяется от 0.1% [Баженова и др., 2008] до 0.3% [Хант, 1982; Ларская, 1983; Tissot, Welte, 1984]. Недавние исследования Чжипен Хуао с соавторами для карбонатных отложений нефтегазоносных бассейнов Китая показали, что нижний предел содержания $C_{орг}$ варьирует в зависимости от степени зрелости ОВ: от 0.5% для незрелого ОВ до 0.1–0.2% для высоких градаций катагенеза [Zhipeng et al., 2019]. В любом случае, принимая для $C_{орг}$ значение 0.1% как самый нижний порог, породы с содержанием $C_{орг} < 0.1\%$ не следует рассматривать в качестве нефтематеринских.

Результаты определения содержания $C_{орг}$ показали, что для пород большей части разреза характерны значения $< 0.3\%$ (см. рис. 7а). Из них около 70% образцов с содержанием $C_{орг} < 0.1\%$, то есть не являющихся нефтематеринскими породами, способными к генерации УВ. Породы с повышенным содержанием ОВ, выступающие в качестве потенциальных нефтематеринских, установлены только в III пачке овинпармского горизонта (см. рис. 7а). Этот обогащенный ОВ интервал разреза имеет мощность около 19 м.

Нефтегенерационный потенциал

Для глинисто-доломитово-известковых отложений III пачки, наиболее обогащенных ОВ, были проведены пиролитические исследования методом Rock-Eval. Среди основных

пиролитических параметров, по которым оценивается генерационный потенциал ОВ пород, значения S_2 (мг УВ/г породы) и водородного индекса (HI, мг УВ/г $C_{орг}$) [Tissot, Welte, 1984; Peters, Cassa, 1994]. Для карбонатных разностей величины S_2 и HI составляют 0.07–0.54 мг УВ/г породы и 54–200 мг УВ/г $C_{орг}$ соответственно (см. рис. 7б, табл. 1). В глинистых известняках значения данных параметров повышены и составляют: S_2 – 0.65–6.19 мг УВ/г породы, HI – 120–430 мг УВ/г $C_{орг}$.

Следует отметить, что сопоставимые результаты пиролитического Rock-Eval были получены для нефтематеринских пород нижнего девона на прилегающих территориях гряды Чернышева (скважины 2-Адакская, 1-Харутамылькская): S_2 – 2.06–7.14 мг УВ/г породы, HI – 153–432 мг УВ/г $C_{орг}$ [Данилов, 2017].

Совокупность пиролитических параметров $S_1 + S_2$ представляет генетический потенциал ОВ, величина которого используется для оценки нефтематеринских пород [Tissot, Welte, 1984]. Полученные значения $S_1 + S_2$ позволяют классифицировать изученные отложения как нефтематеринские породы, обладающие низким и средним генетическим потенциалом (см. рис. 7в, табл. 1). Однако, следует учитывать, что полученные значения $S_1 + S_2$ отражают остаточный генетический потенциал, частично реализованный при катагенезе ОВ, степень преобразованности которого рассматривается в следующем разделе.

Катагенетическая преобразованность ОВ

Уровень катагенетической преобразованности ОВ оценивался по данным измерений показателя отражения органических мацералов, пиролитического Rock-Eval и ИОК.

Таблица 1. Результаты пиролитических исследований методом Rock-Eval

№ обр.	Литология	$C_{орг}$	S_1	S_2	S_3	T_{max}	HI	OI	PI	$S_1 + S_2$
22А-1	известняк глинистый	1.19	0.09	2.34	0.17	442	197	16	0.04	2.43
22А-2	известняк	0.35	0.01	0.54	0	448	154	0	0.01	0.55
22-1	известняк глинистый	0.54	0.02	0.65	0.21	441	120	81	0.03	0.67
23-3	известняк	0.21	0	0.04	0	430	19	0	0	0.04
24-2	известняк глинистый	1.34	0.15	2.02	0.16	440	151	11	0.07	2.17
24-3	известняк глинистый	1.09	0.09	1.64	0.28	437	150	25	0.05	1.73
25-1	известняк	0.13	0	0.07	0	438	54	0	0	0.07
26-1	известняк глинистый	1.44	0.01	6.19	0.20	441	430	11	0.002	6.20
26/3	известняк	0.25	0.02	0.50	0.07	440	200	28	0.04	0.52

Примечание: $C_{орг}$ – %; S_1 – мг УВ/г породы; S_2 – мг УВ/г породы; S_3 – мг CO_2 /г породы; T_{max} – °C; HI = $100 \times S_2 / C_{орг}$, мг УВ/г $C_{орг}$; OI = $100 \times S_3 / C_{орг}$, мг CO_2 /г $C_{орг}$; $S_1 + S_2$ – мг УВ/г породы; PI = $S_1 / S_1 + S_2$.

Проведение оценки зрелости ОВ методами органической петрологии рекомендуется проводить по витриниту (RV). Однако в древних нижнепалеозойских толщах, когда еще отсутствовала высшая растительность, в качестве объектов для замеров используются другие органические мацералы: альгинит, битуминит или граптолиты, значения которых затем пересчитываются в “эквивалент витринита” (RV_{eq} , %) [Petersen et al., 2013; Hartkopf-Fröder et al., 2015]. Измерения отражательной способности были выполнены для битуминита (RB, %) – наиболее распространенного во всех образцах мацерала, с последующим пересчетом полученных значений в RV_{eq} . При пересчете данных измерений RB использовалась формула: $RV_{eq} = 0.668 \cdot RB + 0.40$ [Jacob, 1989]. Полученные результаты измерений RB для двух образцов составили 0.52 и 0.62% (рис. 8а). В пересчете на RV_{eq} они составляют соответственно 0.75 и 0.81%. В соответствии со шкалой катагенеза [Вассоевич, 1975], полученные значения RV_{eq} отвечают градации катагенеза МК₂, или середине главной зоны нефтеобразования.

Данные Rock-Eval пиролиза, такие как температура максимального выхода УВ (T_{max}) и индекс продуктивности ($PI = S_1/S_1 + S_2$), используются для оценки степени зрелости ОВ [Peters, Cassa, 1994]. Значения данных параметров составляют $T_{max} = 437–449^\circ\text{C}$ и $PI = 0.01–0.07$, что отражает зрелость ОВ на уровне начала–середины главной зоны нефтеобразования (см. рис. 8б).

Изменение окраски конодонтовых элементов в результате термального воздействия используется в качестве приблизительной оценки степени катагенетической преобразованности вмещающих отложений [Epstein et al., 1977]. ИОК в изученном разрезе в основном соответствует значению 1.5 и не показывает резких скачков или постепенного увеличения или уменьшения значений (см. рис. 8в). Колебания индекса в пределах 1.0–1.5 или 1.5–2.0 (см. рис. 8в, соединены пунктиром), как правило, наблюдаются в образцах с единичными конодонтовыми элементами или с одновременным присутствием мелких тонкостенных и крупных массивных элементов. На рис. 8в можно видеть, что в овинпармском

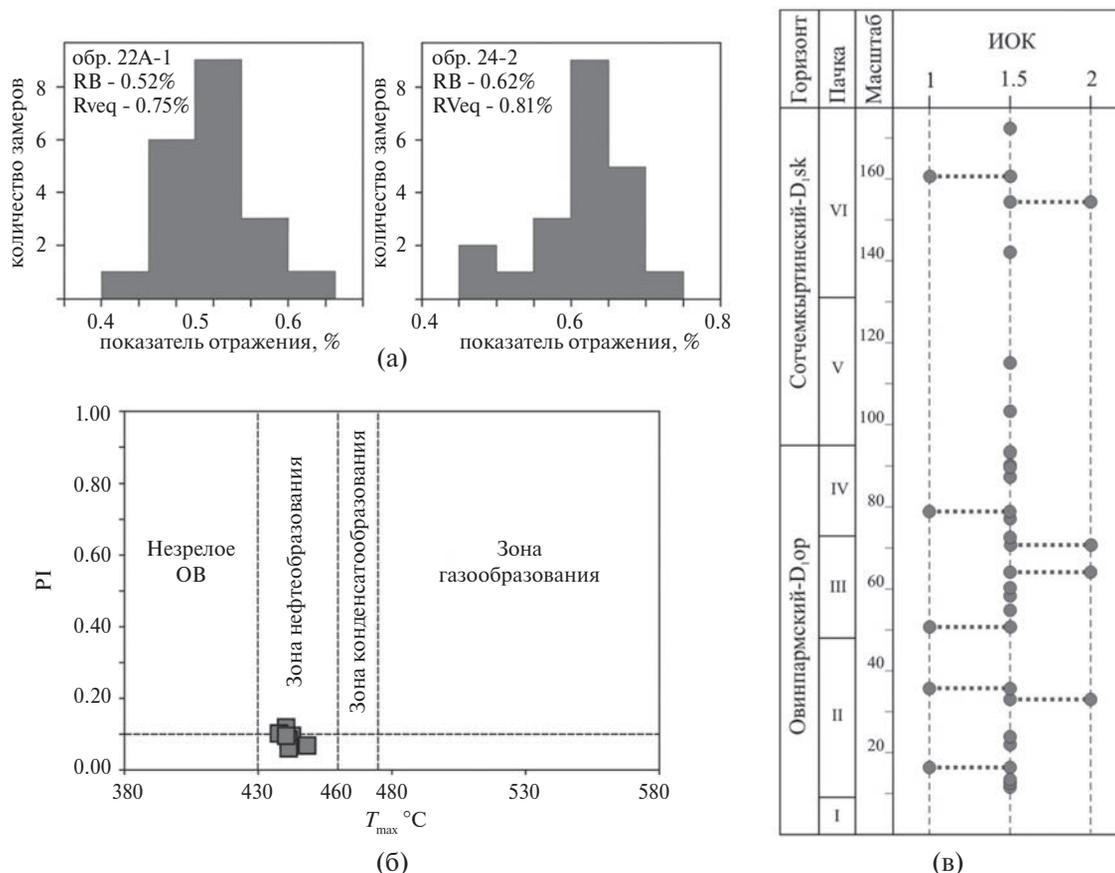


Рис. 8. Катагенетическая преобразованность ОВ по данным органической петрографии (а), пиролиза Rock-Eval (б) и ИОК (в).

интервале разреза значительно больше определенных ИОК. Это связано с обедненностью отложенный сотчемкыртинского горизонта конодонтами, так как в обоих стратиграфических уровнях анализировалось примерно одинаковое количество образцов: D_{1op} – 19 обр., D_{1sk} – 21 обр.

Для интерпретации полученных значений ИОК в эквивалент показателя RV предложены корреляционные графики, которые у разных авторов имеют свои отличия [Repetski et al., 2014]. На примере Аппалачского бассейна, на основании анализа большого количества данных ИОК (около 425 образцов) и сопоставления их интерпретации с результатами RV и пиролиза Rock-Eval, Дж. Репетски с соавторами [Repetski et al., 2014] рекомендовали использовать график корреляционной зависимости ИОК – RV из работы [Bustin et al., 1992]. Согласно этому графику, полученные нами значения ИОК (1.5) примерно соответствуют величине RV – 0.7%, что согласуется с нашими фактическими данными RV_{eq} (см. рис. 8а).

Таким образом, совокупность полученных данных RV_{eq} , Rock-Eval и ИОК указывает на катагенетическую преобразованность ОБ нижнедевонских нефтематеринских отложений, соответствующую середине главной зоны нефтеобразования (MK_2).

Полученные нами фактические данные позволили также уточнить оценку катагенеза ОБ для нижнего девона исследуемой территории гряды Чернышева. По выполненным ранее региональным оценкам катагенеза ОБ, степень его зрелости в районе изученного разреза оценивается на уровне градации MK_3 – MK_4 [Данилевский и др., 2003; Баженова и др., 2008]. Наши данные свидетельствуют о значительно меньшей (до MK_2) катагенетической преобразованности ОБ. Схожие с нашими результаты приводятся в работе [Данилов, 2017], где в ряде скважин Тальбейского блока катагенез ОБ в нижнедевонских отложениях оценивается в пределах MK_2 – MK_3 .

МОДЕЛЬ ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА, УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ И ФОРМИРОВАНИЯ НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ ПОРОД

Модель осадочного бассейна и фациальные условия седиментации

В Тимано-Печорском бассейне отложения нижнего девона составляют верхнюю часть среднеордовикско-нижнедевонского нефтегазоносно-

го комплекса, образованного в эпиконтинентальных шельфовых условиях [Жемчугова и др., 2001]. Одним из первых, модель мелководно-шельфового бассейна была предложена Д.К. Патруновым [1980] при реконструкции раннедевонского бассейна, на примере изучения одновозрастных отложений (северсальские слои) Талотинского вала (Печорское море, о. Долгий). Обстановки осадконакопления интерпретированы в его работе как прибрежное мелководье у низкой суши с формированием осадков как в лагунных, так и открыто-морских условиях [Патрунов, 1980].

В целом схожая седиментационная модель предлагается большинством исследователей нижнего палеозоя Тимано-Печорского бассейна [Майдль, 1987; Мартынов, 1999; Жемчугова и др., 2001; Танинская, 2010; Антошкина и др., 2011]. В раннедевонский период в овинпармское время (ранний лохков) морской бассейн развивался как платформа рампового типа с формированием глинисто-карбонатных отложений, содержащих разнообразные комплексы бентосной фауны. В сотчемкыртинское время (поздний лохков) происходила смена седиментационных условий с преобразованием в окаймленную платформу и преобладанием обстановок лагун с нарушенным водообменом во внутренней ее части, что могло быть связано с началом формирования рифогенных образований на окраине шельфа [Антошкина и др., 2011].

Для фациальной интерпретации изученного разреза была использована рамповая модель с выделенными фациальными областями, представленная в работе [Brady, Bowie, 2017]. Авторами модели выделяется шесть фациальных зон, различающихся спецификой образования карбонатных осадков: супралитораль, литораль и ограниченная мелководная сублитораль, составляющие внутренний рамп, открыто-морские отмельные области среднего рампа, среднюю и глубокую сублитораль внешнего рампа (рис. 9а).

На основе анализа вещественного состава, структурных и текстурных характеристик, видового состава органических остатков в изученном разрезе нижнедевонских отложений, выделены фациальные обстановки внутреннего, среднего и внешнего рампа и прослежены их изменения (см. рис. 9б).

Отложения нижней части пачки II, сложенные преимущественно вторичными доломитами, микро-тонкозернистыми с редким детритом остракод, гастропод и двустворчатых моллюсков, формировались в обстановках мелководной

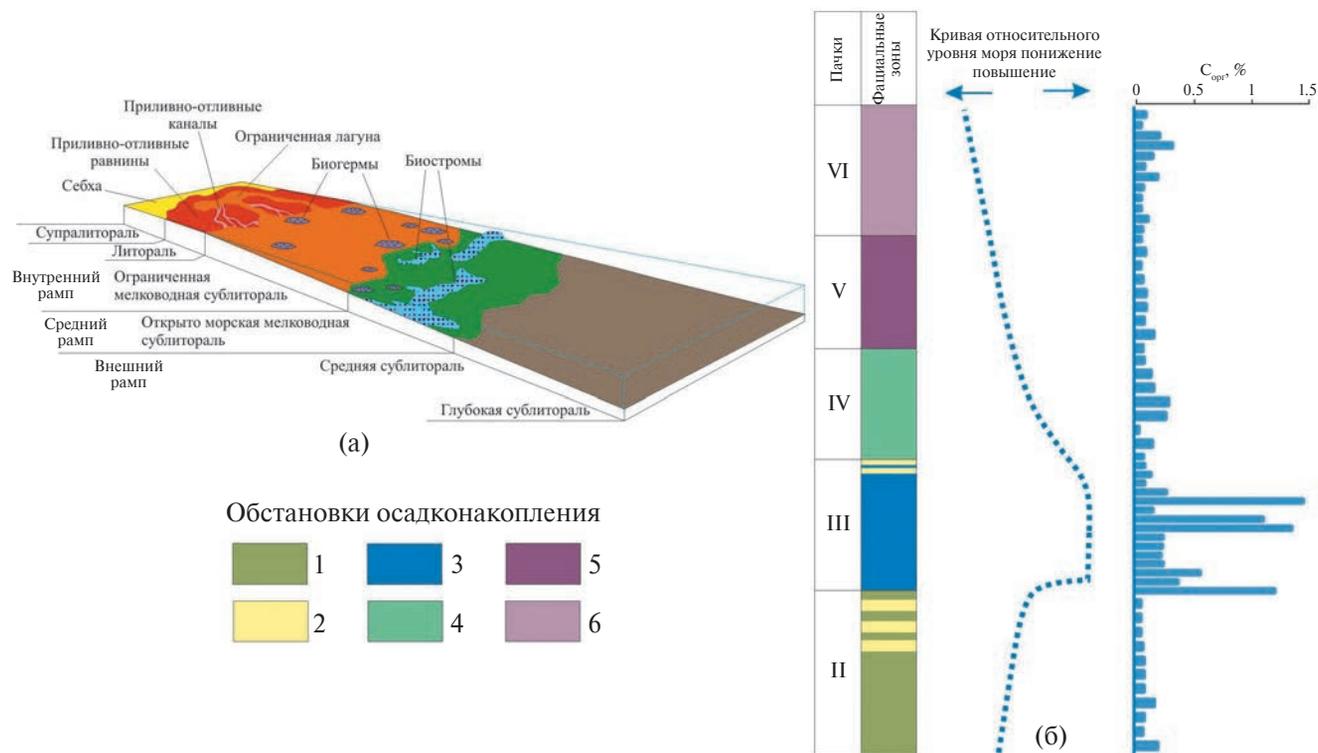


Рис. 9. Модель седиментации нижнедевонских отложений в районе исследований.

а – схематичная седиментационная модель, б – фациальная изменчивость по разрезу и распределение содержаний $C_{орг}$ в породах различных фациальных зон.

1 – сублиторальные обстановки внутреннего рампа, 2 – отмельная зона среднего рампа, 3 – открыто морские обстановки внешнего рампа, 4 – мелководная ограниченная сублитораль внешнего рампа, 5 – обстановки, переходные от мелководных сублиторальных до литоральных, 6 – прибрежные литоральные обстановки.

ограниченной сублиторали внутренней зоны рампа. В верхней части пачки пласты светло-серых доломитов с ветвистыми колониями строматопорат, скрепленных водорослево-микробной массой с биокластами различной степени сохранности (см. рис. 3и, 3к), можно отнести к баундстоунам, формирующим органогенные тела типа биостромов [Уилсон, 1980]. Формирование такого рода отложений, вероятно, связано с отмельными областями среднего рампа. Схожие карбонатные образования встречаются также в нижнедевонских отложениях на прилегающих территориях. В Хорейверской впадине в разрезе овинпармского горизонта выделяются светло-серые, бежевые доломиты со строматопороидеями и скоплениями биокластового материала [Жемчугова, Маслова, 2022]. Их формирование авторами связывается с динамически активными условиями водной среды в пределах карбонатных отмелей с преобладающей биокластовой и каркасной седиментацией. Прослой вторичных доломитов, развитых по известняковому остракодово-брахиоподовому ракушечнику (см. рис. 3з) в верхах пачки,

вероятно, также характеризуют отмельную зону среднего рампа. Такие осадки образуются в динамичной водной среде в обстановке действия волн или течений с постоянным вымыванием илового компонента [Уилсон, 1980].

Глинисто-карбонатные отложения пачки III отражают максимум трансгрессии морского бассейна. Слагающие ее пятнисто-полосчатые, богатые фаунистическими остатками карбонатные и глинисто-карбонатные отложения с преобладающей структурой вакстоунов-пакстоунов, в различной степени биотурбированные (см. рис. 4а–4з), характеризуют открыто-морские обстановки внешнего рампа (ниже базиса действия нормальных волн). Появление в верхней половине пачки в составе осадка пелоидной компоненты (см. рис. 4к) может указывать на некоторое обмеление бассейна и возможное появление обстановок отмелей среднего рампа.

В строении пачки IV участвуют преимущественно вторичные доломиты, развитые по известковистым мадстоунам и вакстоунам. Накопление данных отложений могло проходить

в обстановках ниже базиса действия штормовых волн с незначительным привносом раковинного детрита (преимущественно остракод) мелкопесчаной и алевритовой размерности, что свидетельствует о бассейне, более замкнутом, чем ранее. Данные особенности позволяют отнести их к отложениям зоны мелкой сублиторали с ограниченной циркуляцией.

Отложения пачек V и VI отражают продолжающуюся тенденцию к обмелению седиментационного бассейна (см. рис. 9). Для пород этих пачек характерны: микрзернистая структура, слоистая, связанная с микробиально-водорослевыми образованиями, текстура, фенестровое строение и пелоидные компоненты, иногда в ассоциации с мелкими остракодами (см. рис. 5). Совокупность этих признаков свидетельствует об образовании осадков в пределах мелководных изолированных водоемов и лагун в обстановках ограниченной сублиторали (или сублиторальной “лагуны”) переходной к прибрежным литоральным фациям [Уилсон, 1980; Flügel, 2010]. Похожие седиментационные обстановки описаны для аккумулятивной сублиторали залива Шарк на западном побережье Австралии. В этом бассейне, как и в отложениях пачек V, VI, широким развитием пользуются микробиальные образования, вместе с пелоидными и биокластовыми компонентами накапливающиеся в условиях приливных равнин и мелкой (<10 м) сублиторали [Jahnert, Collins, 2012; Collins, Jahnert, 2014].

Условия формирования нефтематеринских пород

Определение содержания ОВ в породах, сформировавшихся из осадков различных фациальных обстановок, показало в основном одинаково низкие концентрации $C_{\text{орг}}$ (преимущественно 0.03–0.2%). Максимальное содержание органического углерода установлено в отложениях III пачки, выступающих в качестве потенциальных нефтематеринских пород: повышенные значения $C_{\text{орг}}$ характерны как для глинисто-карбонатных ($C_{\text{орг}} = 0.54\text{--}1.44\%$), так и карбонатных ($C_{\text{орг}} = 0.13\text{--}0.35\%$) разностей. Рассмотрим возможные факторы, связанные с особенностями формирования этих отложений и накопления в них ОВ.

В морских обстановках основным продуцентом ОВ являются различные группы фитопланктона. Изменение в уровне продуктивности фитопланктона зависит от многих факторов, основными среди них являются поступление световой энергии для фотосинтеза и наличие питательных

веществ [Demaison, Moore, 1980; Tissot, Welte, 1984; Ghassal, Atfy, 2023]. Формирование отложений III пачки в обстановках внешней зоны рампа и открытой связи с океаном, вероятно, способствовало поступлению питательных веществ с океаническими течениями, что привело к увеличению биопродуктивности морского бассейна и большему накоплению органического материала.

При накоплении ОВ, помимо биопродуктивности, важным фактором также является условие fossilization органического материала. Как было показано выше, в породах проявлена биотурбация, которая, как известно, неблагоприятно влияет на сохранность органического материала: перемешивание осадка роющими организмами обеспечивает дополнительную аэрацию отложений и деградацию ОВ [Kristensen, 2000]. Несмотря на это, на сохранность ОВ в отложениях III пачки, вероятно, повлияли такие факторы, как тонкозернистый гранулометрический состав осадка, относительная глубоководность морского бассейна и низкая динамика водной среды, которые в целом снижают диффузию кислорода в осадок и, следовательно, его концентрацию в поверхностном слое, что тормозит процесс разрушения поступающего в осадок органического материала аэробными организмами [Demaison, Moore, 1980; Tissot, Welte, 1984; Kristensen, 2000].

Кроме того, глинисто-карбонатный состав отложений также являлся благоприятным фактором для сохранности ОВ. Наличие терригенной взвеси в осадочном бассейне приводит к адсорбции ОВ на поверхности минеральных частиц, что способствует более быстрому его осаждению через толщу воды и увеличивает таким образом защищенность от разрушения бактериями [Tissot, Welte, 1984].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований получены новые данные о распределении в нижнедевонских отложениях нефтематеринских пород и их генерационном потенциале, мацеральном составе и степени катагенетической преобразованности присутствующего в них ОВ.

В большей части изученного разреза нижнего девона, в отложениях различного фациального генезиса содержатся низкие концентрации ОВ ($C_{\text{орг}} < 0.3\%$). В качестве нефтематеринских выделяются только породы глинисто-доломитово-карбонатной пачки III овинпармского горизонта.

Их формирование связано с открыто-морскими условиями внешней рампы при максимуме трансгрессии морского бассейна. По геохимическим параметрам $C_{орг}$, $S_1 + S_2$, HI они характеризуются как низко- и среднепродуктивные нефтематеринские породы.

Степень катагенетической преобразованности ОВ нефтематеринских пород, определенная по данным RV_{eq} , T_{max} , ИОК соответствует градации MK_2 , что свидетельствует о достижении условий середины главной зоны нефтеобразования.

Таким образом, наличие пород, способных к генерации УВ, и достаточная зрелость ОВ для протекания процессов нефтеобразования позволяют рассматривать нефтематеринские породы пачки III как возможный эффективный элемент УВ системы нижнего девона.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность М.В. Дахновой и С.В. Можеговой (ФГБУ “ВНИГНИ”) за возможность проведения пиролиза Rock-Eval. Авторы благодарят рецензентов и редакторов за сделанные замечания и исправления, которые способствовали улучшению статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН по темам НИР № 122040600010-8 и 122040600008-5.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антошкина А.И., Салдин В.А., Сандула А.Н. и др.* Палеозойское осадконакопление на внешней зоне шельфа пассивной окраины северо-востока Европейской платформы. Сыктывкар: Геопринт, 2011. 192 с.
- Баженова Т.К., Шиманский В.К., Васильева В.Ф. и др.* Органическая геохимия Тимано-Печорского бассейна. СПб.: ВНИГРИ, 2008. 164 с.
- Вассоевич Н.Б.* Происхождение нефти // Вестник МГУ. Серия Геология. 1975. № 5. С. 3–23.
- Данилевский С.А., Склярова З.П., Трифачев Ю.М.* Геофлюидальные системы Тимано-Печорской провинции. Ухта, 2003. 298 с.
- Данилов В.Н.* Гряда Чернышева: геологическое строение и нефтегазоносность. СПб.: Реноме, 2017. 288 с.
- Жемчугова В.А., Маслова Е.Е.* Фациальный контроль пространственного распределения коллекторов во вторичных доломитах северо-востока Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна // Литология и полезные ископаемые. 2022. № 1. С. 28–47.
- Жемчугова В.А., Мельников С.В., Данилов В.Н.* Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). М.: Академия горных наук, 2001. 110 с.
- Ларская Е.С.* Диагностика и методы изучения нефтегазоматеринских толщ. М.: Недра, 1983. 200 с.
- Майдль Т.В.* Особенности строения карбонатных резервуаров ордовикско-нижнедевонского нефтегазоносного комплекса // Печорский нефтегазоносный бассейн (литология, гидрогеология, нефтегазоносность) / Отв. ред. В.А. Дедеев, Л.З. Аминов. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1987. С. 17–28. (Тр. Института геологии Коми филиала АН СССР. Вып. 61)
- Майдль Т.В.* Литология и коллекторы продуктивных карбонатных отложений нижнего девона вала Гамбурцева // Геология и ресурсы горючих ископаемых европейского Севера СССР / Отв. ред. В.А. Дедеев, Л.З. Аминов. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1989. С. 34–46. (Тр. Института геологии Коми НЦ УрО АН СССР. Вып. 69)
- Мартынов А.В.* Литолого-фациальные критерии прогноза нефтегазоносности ордовикско-нижнедевонских отложений Тимано-Печорской провинции / Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 1998. 28 с.
- Мартынов А.В., Шамсутдинова Л.Л.* Расчленение и корреляция разнофациальных разрезов овинпармского горизонта нижнего девона Тимано-Печорской провинции в связи с его нефтегазоносностью // Нефтегазовая геология на рубеже веков. Прогноз, поиски, разведка и освоение месторождений. Материалы конференции. СПб.: ВНИГРИ, 1999. Т. 2. С. 137–143.
- Нечаев М.С., Майдль Т.В., Котик И.С.* Перспективы нефтегазоносности нижнедевонских отложений гряды Чернышева (Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция) // Вестник геонаук. 2022. № 12(336). С. 11–19.
- Никонов Н.И., Богацкий В.И., Мартынов А.В. и др.* Тимано-Печорский седиментационный бассейн. Атлас геологических карт (литолого-фациальных, структурных и палеогеологических). Ухта: ТП НИЦ, 2000. 64 листа.
- Патрунов Д.К.* Седиментационные типы пород, обстановки осадконакопления и цикличность литорального комплекса карбонатных и карбонатно-глинистых отложений силура и нижнего девона // Силурийские и нижнедевонские отложения острова Долгого. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 27–67.
- Песецакая В.А., Павлова С.Н.* Геохимическая характеристика органического вещества ордовикско-нижнедевонских пород Печорского бассейна // Геология европейского севера России // Тр. Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Вып. 92. Сыктывкар, 1997. С. 63–68.

- Прищепина О.М., Богацкий В.И., Макаревич В.Н. и др.* Новые представления о тектоническом и нефтегазо-геологическом районировании Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 4. С. 1–34.
- Пронина Н.В., Вайтхович А.П., Калмыков А.Г., Марунова Д.А.* Значение определений мацералов для понимания и изучения процессов трансформации органического вещества нефтематеринских пород // Георесурсы. 2022. № 2. С. 29–35.
- Роснефть открыла нефтяное месторождение на шельфе Печорского моря // Информационно-аналитический портал Neftegaz.RU.
Режим доступа: <https://neftgaz.ru/news/Geological-exploration/742278-madachagskoe-rosneft-otkryla-neftyanoe-mestorozhdenie-na-shelfe-pechorskogo-morya/>
Дата обращения 17.05.2024.
- Соколова Л.В., Нечаев М.С., Котик И.С.* Новые данные о возрасте дэршорской свиты (нижний девон) гряды Чернышева (Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2023. Т. 18. № 3.
Режим доступа: http://www.ngtp.ru/rub/2023/33_2023.html EDN: XZZCRW
- Танинская Н.В.* Седиментологические критерии прогноза коллекторов в среднеордовикско-нижнедевонских отложениях Тимано-Печорской провинции // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2010. Т. 5. № 4.
Режим доступа: http://www.ngtp.ru/rub/2/52_2010.pdf
- Уилсон Дж.Л.* Карбонатные фации в геологической истории / Пер. с англ. М.: Недра, 1980. 463 с.
- Хант Д.* Геология и геохимия нефти и газа. М.: Мир, 1982. 703 с.
- Цыганко В.С.* Девон западного склона севера Урала и Пай-Хоя (стратиграфия, принципы расчленения, корреляция). Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 356 с.
- Юрьева З.П.* Нижнедевонские отложения северо-востока европейской части России (стратиграфия, корреляция). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. 164 с.
- Brady M.E., Bowie C.* Discontinuity surfaces and microfacies in a storm dominated shallow Epeiric Sea, Devonian Cedar Valley Group, Iowa // Depos. Rec. 2017. V. 3. P. 136–160.
- Bustin R.M., Orchard M., Mastalerz M.* Petrology and preliminary organic geochemistry of conodonts: Implications for analyses of organic maturation // Int. J. Coal. Geol. 1992. V. 21(4). P. 261–282.
- Demaison G.J., Moore G.T.* Anoxic environments and oil source bed genesis // Org. Geochem. 1980. V. 2. P. 9–31.
- Epstein A.G., Epstein J.B., Harris L.D.* Conodont color alteration – An index to organic metamorphism // U.S. Geological Survey Professional Paper 995. 1977. 27 p.
- Flügel E.* Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application / 2nd ed. Berlin: Springer, 2010. 984 p.
- Ghassal B.I., El Atfy H.* Sedimentary organic matter: origin, productivity, preservation and role in source rock development // Advances in petroleum source rock characterizations: Integrated methods and case studies / Eds H. El Atfy, B.I. Ghassal. Cham: Springer, 2023. P. 3–22.
- Hackley P.C., Valentine B.J., Hatcherian J.J.* On the petrographic distinction of bituminite from solid bitumen in immature to early mature source rocks // Int. J. Coal Geol. 2018. V. 196. P. 232–245.
- Hartkopf-Fröder Ch., Königshof P., Littke R., Schwarzbauer J.* Optical thermal maturity parameters and organic geochemical alteration at low grade diagenesis to anchimetamorphism: a review // Int. J. Coal Geol. 2015. V. 150–151. P. 74–119.
- Jacob H.* Classification, structure, genesis and practical importance of natural solid oil bitumen (“migrabitumen”) // Int. J. Coal Geol. 1989. V. 11. P. 65–79.
- Jahnert R.J., Collins J.B.* Characteristics distribution and morphogenesis of subtidal microbial systems in Shark Bay, Australia // Mar. Geol. 2012. V. 303–306. P. 115–136.
- Collins L.B., Jahnert R.J.* Stromatolite research in the Shark Bay world heritage area // WA Science – Journal of the Royal Society of Western Australia. 2014. V. 97. P. 189–219.
- Kristensen E.* Organic matter diagenesis at the oxic/anoxic interface in coastal marine sediments, with emphasis on the role of burrowing animals // Hydrobiologia. 2000. V. 426(1). P. 1–24. <https://doi.org/10.1023/A:1003980226194>
- Peters K.E., Cassa M.R.* Applied source rock geochemistry // The petroleum system – From source to trap / Eds L.B. Magoon, W.G. Dow // AAPG Memoir 60. 1994. P. 93–117.
- Petersen H.I., Schovsbo N.H., Nielsen A.T.* Reflectance measurements of zooclasts and solid bitumen in Lower Paleozoic shales, southern Scandinavia: Correlation to vitrinite reflectance // Int. J. Coal Geol. 2013. V. 114. P. 1–18.
- Pickel W., Kus J., Flores D. et al.* Classification of liptinite – ICCP System 1994 // Int. J. Coal Geol. 2017. V. 169. P. 40–61.
- Repetski J.E., Ryder R.T., Weary D.J. et al.* Thermal maturity patterns (conodont color alteration index and vitrinite reflectance) in Upper Ordovician and Devonian rocks of the Appalachian basin – A major revision of USGS Map I–917–E using new subsurface collections // Coal and petroleum resources in the Appalachian basin: Distribution, geologic framework and geochemical character / Eds L.F. Ruppert, R.T. Ryder // U.S. Geological Survey Professional Paper. 2014. V. 1708. 27 p.
<http://dx.doi.org/10.3133/pp1708F1>
- Tissot B.P., Welte D.H.* Petroleum Formation and Occurrence / 2nd ed. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1984. 699 p.
- Zhipeng H., Xiongqi P., Junqing C. et al.* Carbonate source rock with low total organic carbon content and high maturity as effective source rock in China: A review // J. Asian. Earth Sci. 2019. V. 176. P. 8–26.

DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS AND PETROLEUM GENERATION POTENTIAL OF LOWER DEVONIAN DEPOSITS IN THE CHERNYSHEV RIDGE, TIMAN-PECHORA PETROLEUM PROVINCE

I. S. Kotik^{1,*}, T. V. Maydl^{1,}, M. S. Nechaev^{1,***}, O. S. Kotik^{1,****},
N. V. Pronina^{2,*****}, L. V. Sokolova^{1,*****}**

¹*Yushkin Institute of Geology of Komi Science Centre of the Ural Branch of the RAS,
Pervomayskaya str., 54, Syktyvkar, 167000 Russia*

²*Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University,
Leninskie Gory, 1, Moscow, 119991 Russia*

*e-mail: ivkotik@gmail.com

**e-mail: maydl@geo.komisc.ru

***e-mail: m.s.nechaev@ro.ru

****e-mail: olya.procko@gmail.com

*****e-mail: nvproncl@mail.ru

*****e-mail: sokolova@geo.komisc.ru

The article presents the results of studying the Lower Devonian deposits of the Chernyshev Ridge to determine their petroleum generation potential. An assessment of organic matter (OM) contents in Lower Devonian succession showed that most of the studied section is characterised by low C_{org} concentrations <0.3%. Elevated OM contents were determined only in deposits of unit III of the Ovinparm Formation, which are considered as potential petroleum source rocks: C_{org} – 0.13–0.35% in carbonate and 0.54–1.44% in clay-carbonate rocks. According to Rock-Eval pyrolysis data $S_1 + S_2$ (0.04–6.20 mg HC/g rock) and HI (19–430 mg HC/g TOC), they are characterised as poor and moderate petroleum source rocks. These source rocks were deposited in the open-marine outer ramp conditions during the stage of marine transgression. The OM maturity of the petroleum source rocks was determined by RV_{eq} (0.75–0.81%), T_{max} (437–449°C) and CAI (1.5), which corresponds to the middle of the main oil generation zone (catagenesis gradation MC₂). Thus, the presence of rocks capable of hydrocarbon generation and sufficient maturity of OM for oil generation processes allow us to consider source rocks of unit III of the Ovinparm Formation as an effective element of the Lower Devonian petroleum system.

Keywords: petroleum source rocks, organic matter, catagenesis, depositional environments, Lower Devonian, Timan-Pechora petroleum province

УДК 552.542:552.52

ЛИТОХИМИЧЕСКАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ СОЛИКАМСКОЙ СВИТЫ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СОЛИКАМСКОЙ ВПАДИНЫ (НИЖНЯЯ ПЕРМЬ, ПЕРМСКИЙ КРАЙ)

© 2025 г. Т. А. Уткина^{а,*}, И. И. Чайковский^{а,**}

^аГорный институт УрО РАН, ул. Сибирская, 78-А, Пермь, 614007 Россия

*e-mail: tatyanaak89@mail.ru

**e-mail: ilya@mi-perm.ru

Поступила в редакцию 25.06.2024 г.

После доработки 05.08.2024 г.

Принята к публикации 15.11.2024 г.

Приведены новые данные по литохимии глинисто-карбонатных пород соликамской свиты (уфимский ярус нижнего отдела перми) в юго-западной части Соликамской впадины Предуральяского краевого прогиба. Показано, что цикличность осадконакопления определялась привносом в эвапоритовый, а затем и морской бассейн алюмосиликатного материала с прилегающей суши. По вариациям содержания терригенного вещества, в строении соликамской толщи выделено девять циклитов, в которых доля глинистых минералов в породе сначала постепенно увеличивается, а затем относительно уменьшается. Часть сульфатных прослоев не связана с выделенной цикличностью, что обусловлено их формированием за счет диагенетического роста ангидритовых желваков на зеркале грунтовых вод во время периодического усыхания бассейна. Анализ химического состава терригенной составляющей пород соликамской свиты позволил показать, что в начале соликамского времени в бассейн приносились продукты разрушения пород основного состава (точки состава приурочены к полю “хлориты, смектиты и иллиты” на диаграмме ФМ–НКМ), а в конце – среднего и кислого (уменьшение значений ГМ и ШМ вверх по разрезу, смещение фигуративных точек мергелей в поле “преимущественно иллитовых глин со значительным количеством калиевых полевых шпатов” на диаграмме ФМ–НКМ). О различной степени литохимической зрелости поступающего терригенного материала свидетельствуют вариации индексов CIA, CIW и ICV.

Ключевые слова: литохимическая цикличность, мергели, стратификация и корреляция эвапоритов, уфимский ярус, Верхнекамское месторождение солей

DOI: 10.31857/S0024497X25020052, EDN: CHKNIF

Породы соликамской свиты, залегающие на соляной залежи Верхнекамского месторождения, маркируют начало крупного трансгрессивного цикла, вызвавшего постепенное опреснение кунгурской лагуны Соликамской впадины Предуральяского краевого прогиба. Несмотря на почти 100-летнюю историю изучения, остаются проблемы литостратиграфического подразделения и корреляции этих отложений, что обусловлено их однообразным внешним видом (серый цвет пород и пелитоморфная структура), а также скудностью видового разнообразия биоты. Кроме того, к настоящему времени довольно слабо освещены проблемы литохимического состава соликамских отложений, решение которых могло бы способствовать реконструкции тектонических и климатических обстановок их формирования,

установить источники сноса обломочного материала в соликамский бассейн.

Вопрос о возможном проявлении цикличности в соликамской свите не раз ставился различными авторами, которые для поиска ее признаков использовали палеонтологические методы, анализ распределения по разрезу рассеянных элементов, битумов и спорово-пыльцевых комплексов [Иванов, Воронова, 1975], данные гамма-каротажа [Третьяков, Сапегин, 1981], а также анализ разрезов скважин и их корреляцию на всей территории Верхнекамского месторождения солей [Трапезников, 2019]. Изучение макро- и микроэлементного состава пород соликамской свиты [Калинина, Чайковский, 2015; Калинина и др., 2016; Чайковский, Бубнова, 2021] позволило выявить циклические вариации содержания

основных породообразующих компонентов (глина, кальцит, доломит), и показать тесную геохимическую связь силикатной составляющей глинисто-карбонатных пород с разрушающимся массивом Уральского орогена.

Анализ зарубежной и отечественной литературы показывает, что при исследовании биостратиграфически “немых” глинисто-карбонатных пород в последние годы широкое применение находят разнообразные лито- и геохимические методы [Knudsen, Lauridsen, 2016; Liang et al., 2017; Naujokaitytė et al., 2021; Nohl et al., 2021; Jenkyns, Macfarlane, 2022; Lei et al., 2022; Yasukawa et al., 2023; Маслов, 2024]. Их использование дает возможность выявить признаки стратификации в таких осадочных толщах и реконструировать палеотектонические и палеоклиматические обстановки ее формирования.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭВАПОРИТОВОЙ ОСАДОЧНОЙ АССОЦИАЦИИ СОЛИКАМСКОЙ ВПАДИНЫ

Соликамская впадина расположена в центральной части Предуралья и ограничивается с юга Косьвинско-Чусовской, а с севера — Ксенофрантово-Колвенской седловинами [Кудряшов, 2013] (рис. 1). Основная часть разреза впадины представлена эвапоритовым комплексом пород, который в стратиграфическом отношении относится к филлиповскому и иренскому горизонтам кунгурского яруса, а также соликамскому горизонту уфимского яруса пермской системы. В соответствии с существующими реконструкциями для конца приуральской (ранней) эпохи [Игнатъев, 1976; Копнин, 1991; Оборин, Хурсик, 1973; Мизенс, 1997], в развитии раннепермского Соликамского солеродного бассейна выделяется два этапа. На первом (кунгурский век) он представлял собой глубоководный бассейн, который с востока был ограничен Уральским орогеном, а с запада — мелководным солонатоводным и солонководным, периодически опресняющимся эпиконтинентальным морем с сульфатно-карбонатным осадконакоплением. К концу кунгурского века солеродный бассейн сохранился лишь в пределах Соликамской впадины, где осолонение вод достигло уровня садки хлоридных солей Верхнекамского месторождения. На втором этапе (соликамское время уфимского века) наступление моря с севера [Игнатъев, 1976] привело к опреснению кунгурской лагуны и постепенной ингрессии моря на восточную часть Восточно-Европейской платформы.

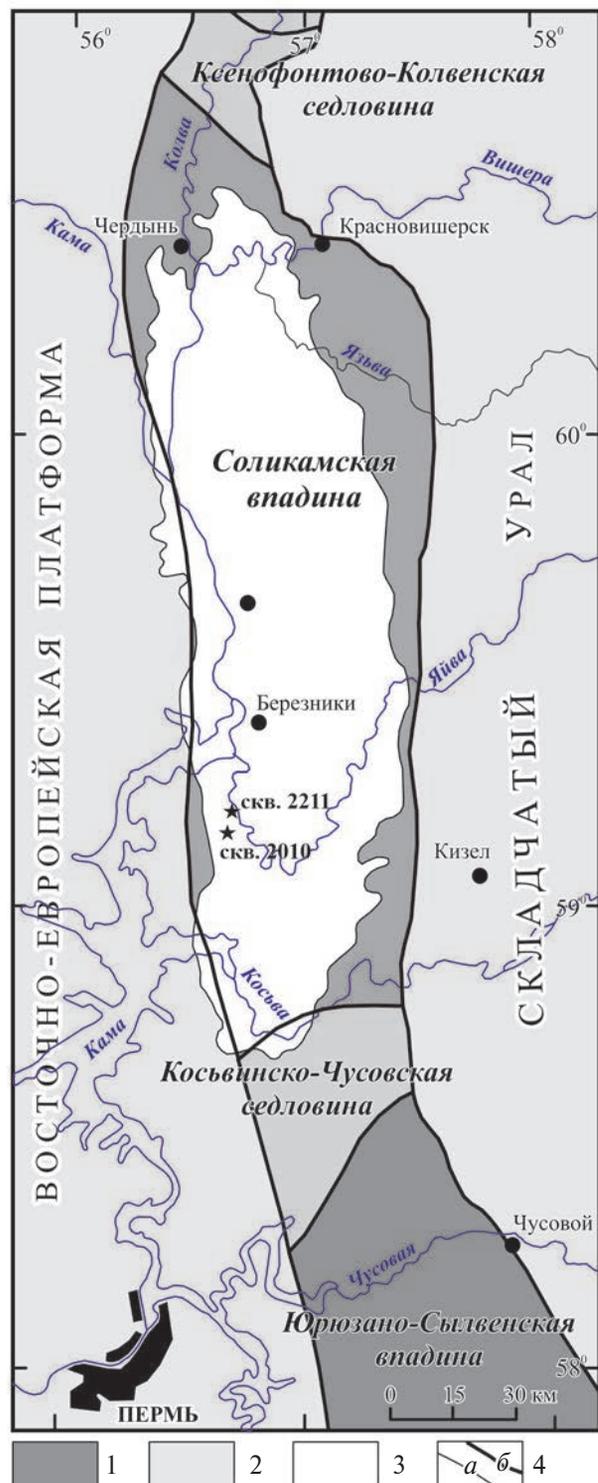


Рис. 1. Положение Соликамской впадины в строении Предуралья и краевого прогиба. 1 – впадины; 2 – седловины; 3 – контур соляной залежи Верхнекамского месторождения солей; 4 – геологические границы (а – толщ; б – тектонических элементов) (по [Кудряшов, 2013]).

Соликамская свита соликамского горизонта уфимского яруса подразделяется на две подсвиты: ниже- и верхнесоликамскую. Согласно реконструкциям соликамского времени [Трапезников, 2019], отложения нижнесоликамской подсвиты Соликамской впадины, представленные мергелями, глинистыми породами, ангидритами и каменной солью, формировались в периодически пересыхающем лагунно-морском бассейне в течение тринадцати эвапоритовых циклов, тогда как накопление осадков верхнесоликамской подсвиты (мергели, доломиты, известняки, песчаники и алевролиты) происходило в течение семи трансгрессивно-регрессивных циклов в морском бассейне.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для выявления литохимических изменений в разрезах соликамской свиты были отобраны образцы глинисто-карбонатных пород с шагом 0.2–0.25 м из керна скв. 2010 и 2211, расположенных в юго-западной части Верхнекамского месторождения солей (см. рис. 1).

Валовый химический анализ пород (скв. 2010 – 580 проб; скв. 2211 – 370 проб) выполнен в лаборатории геологии месторождений полезных ископаемых Горного института УрО РАН (г. Пермь) с использованием сканирующего электронного микроскопа VEGA 3 TESCAN с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 350/X-max 20 (операторы Е.П. Чиркова, О.В. Коротченкова). Наряду с точечными анализами он позволяет определять валовой состав на определенной площади образца. Для исследованных пелитоморфных пород сканирование проводилось на площади 5 × 5 мм; режим – BSE (backscattered electrons, отраженные электроны); фокусное расстояние – 15 мм; ускоряющее напряжение – 20 кВ.

При пересчете данных химического анализа на минеральный фазовый состав породы использовалась методика, разработанная М.Г. Валяшко [1939] и описанная Ю.В. Мораческим и Е.М. Петровой [Методы ..., 1965], в основе которой лежит последовательность выделения солей при концентрировании морской воды. Предыдущими исследователями [Иванов, Воронова, 1975; Кудряшов, 2013] показано, что основными породообразующими компонентами пород соликамской свиты являются галит, сульфаты (гипс, ангидрит), карбонаты (кальцит, доломит), а также глинистый материал. Поэтому при пересчете данных анализа последовательность вычислений проводилась следующим образом: галит – гипс – доломит – кальцит – глина (иллит).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Макрокомпонентный и нормативный состав

Исследование химического состава пород из обеих скважин показало их близкий макроэлементный состав (табл. 1), где основными породообразующими компонентами являются SiO₂, CaO, MgO, Al₂O₃ и SO₃ (на их долю приходится более 85 мас. %), а второстепенными – Cl, Na₂O, K₂O, TiO₂ и Fe₂O_{3общ.}. Особенности распределения этих компонентов по разрезу позволили выявить две ассоциации: Cl–Na₂O ($r = 0.84–0.99$) и Al₂O₃–SiO₂–K₂O–TiO₂–Fe₂O_{3общ.} ($r = 0.52–0.95$), и показать достаточно автономное поведение SO₃, CaO и MgO, причем последние два оксида характеризуются отрицательной корреляцией с компонентами второй ассоциации (r варьируется от -0.25 до -0.88). Предполагается, что первая группа связана с мигрирующими рассолами подстилающей кунгурской соляной толщи и отражает состав поровых вод [Мигунов, 1994; Кудряшов, 2013], тогда как компоненты второй ассоциации – это составляющие глинистой части мергелей. Независимое

Таблица 1. Содержание основных и второстепенных породообразующих компонентов в породах соликамской свиты, мас. %

	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	SO ₃	Cl	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Fe ₂ O _{3общ.}
Скважина 2211 ($n = 370$)										
Среднее	4.10	12.31	7.98	30.70	5.02	2.43	1.41	32.21	0.21	3.63
Минимум	0	0	0.36	5.59	0.96	0	0	1.42	0	0
Максимум	39.86	47.16	15.98	85.45	54.31	39.04	4.75	82.92	2.49	9.67
Скважина 2010 ($n = 580$)										
Среднее	1.94	10.93	10.35	35.86	5.37	0.61	2.09	28.04	0.40	4.41
Минимум	0	1.03	0.76	3.09	0	0	0	1.31	0	0.50
Максимум	12.88	32.20	19.85	59.27	54.07	9.86	6.03	89.63	3.73	8.57

Таблица 2. Среднее арифметическое, минимальное и максимальное содержание компонентов в породах соликамской свиты, г/т

Скважина	Глина	Кальцит	Доломит	Гипс*
2211 ($n = 370$)	44.01 ± 0.90 6.64–87.49	18.61 ± 0.99 0–79.70	29.69 ± 1.10 0–84.55	7.63 ± 0.59 0.68–81.77
2010 ($n = 580$)	49.98 ± 0.80 3.99–96.96	15.71 ± 0.65 0–88.45	29.29 ± 0.82 0–81.82	7.94 ± 0.35 0–89.81

Примечание. * – безводный состав.

поведение SO_3 , CaO и MgO, а также их отрицательная связь с оксидами второй ассоциации обусловлены особенностями осадконакопления в соликамском бассейне: чередованием сульфатной и карбонатной (кальцитовой и доломитовой) седиментации на фоне периодического привноса терригенного материала с прилегающей суши [Трапезников, 2019].

Данные валового химического состава были пересчитаны на пять нормативных фаз с составами глины (иллита), кальцита, доломита, гипса и галита (табл. 2). Как отмечено выше, появление галита в составе пород соликамской свиты связано не столько с процессами осадконакопления, как с постседиментационной миграцией солевых рассолов, поэтому при реконструкциях вариации его содержания нами не учитывались. Анализ полученных данных показал, что содержание приведенных минеральных фаз сильно варьируется по разрезам обеих скважин (рис. 2, 3).

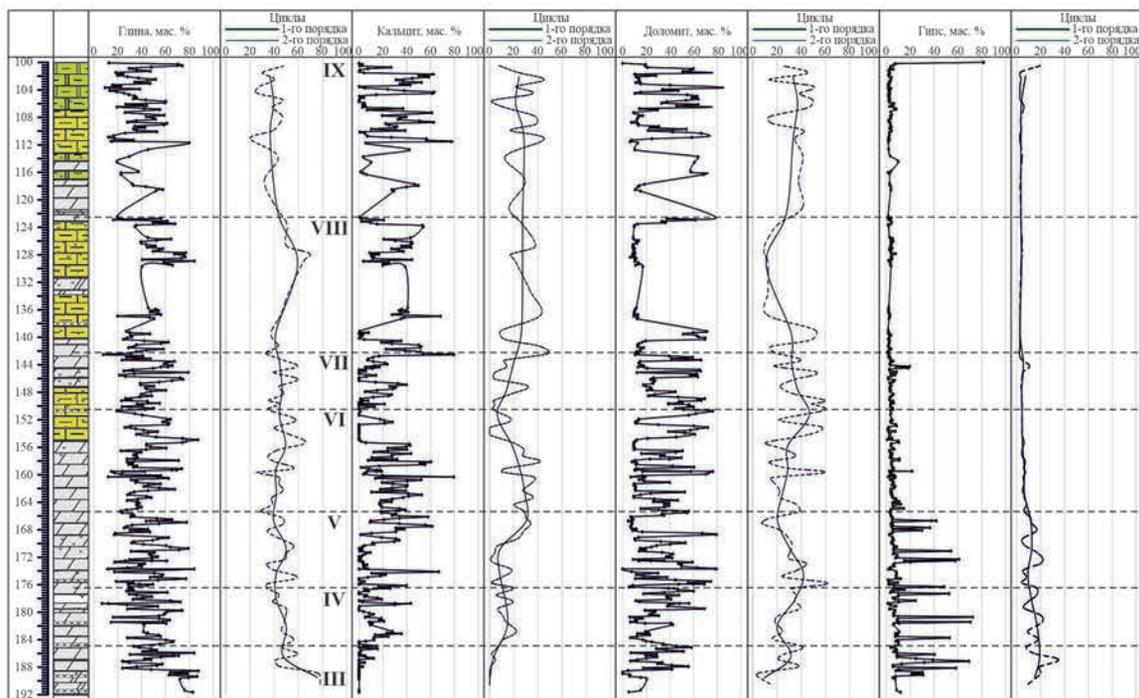
Корреляционная связь между содержанием глины и карбонатов (доломит + кальцит) в обеих скважинах в целом сильная отрицательная (в скв. 2211 и 2010 значения r составляют соответственно -0.82 и -0.91), тогда как для пар “глина–доломит” и “глина–кальцит” связь более слабая (в скв. 2211 значения r составляют -0.51 и -0.29 ; а в скв. 2010 – соответственно -0.64 и -0.38). Более сложные взаимоотношения наблюдаются в парах “глина–гипс” и “карбонаты–гипс”. Так, если связь гипса с глиной практически отсутствует в обеих скважинах (в скв. 2211 и 2010 значения r составляют -0.10 и -0.12 соответственно), то между гипсом и карбонатами связь слабая отрицательная: значения $r = -0.49$ в скв. 2211 и $r = -0.30$ в скв. 2010. Полученные данные позволяют говорить как о преимущественной роли колебаний содержания глинистого и карбонатного вещества в вариациях общего состава пород соликамской свиты, так и о вероятном проявлении нескольких механизмов накопления карбонатов. Повышенное содержание нормативного гипса в отдельных интервалах разреза, не согласующееся с выявленной цикличностью, может

объясняться не седиментационным образованием, а диагенетической природой ангидритовых желваков, формировавшихся на зеркале грунтовых вод во время периодических усыханий бассейна, а не в периоды сульфатной садки [Калинина, 2012].

Анализ распределения содержания глины по разрезу позволил выделить шесть циклитов в разрезе скв. 2010 и семь – в скв. 2211 (см. рис. 2, 3), в пределах которых доля глинистых минералов в породе сначала постепенно увеличивается, а затем относительно резко уменьшается. При этом для карбонатов (доломит + кальцит) характерно обратное распределение. Близкий характер изменений содержания глины в четвертом–шестом циклитах скв. 2010 и в первом–третьем циклитах скв. 2211 позволяет считать их циклитами одного и того же времени проявления. Увеличение содержания гипса в направлении кровли циклита отмечено в первом, втором и пятом (скв. 2211) циклитах, а во всех остальных не является закономерным.

Для выявления особенностей осадконакопления в соликамское время, данные о содержании основных составляющих глинисто-карбонатных пород (карбонат, доломит, глина в пересчете на нормативные составы) были нанесены на классификационную диаграмму С.Г. Вишнякова [1933] (рис. 4а, 5а), крайние точки которой отражают проявление процессов эвапоритизации (доломит), привноса терригенного материала континентальными водами (глина) и трансгрессии моря (кальцит). Характер распределения точек позволил выявить две основные области состава пород, определяемых вариациями соотношений “глина–доломит” и “глина–кальцит”. Нанесенные фигуративные точки были соединены друг с другом в последовательности, отражающей их положение в разрезе, т.е. от ранних к поздним (см. рис. 4б, 5б). Полученные линии (векторы, последовательности) позволили показать характер (эволюционную направленность) изменения состава породы, а также выявить преобладающий фактор (континентальный снос, эвапоритизация,

Скважина 2211



Скважина 2010

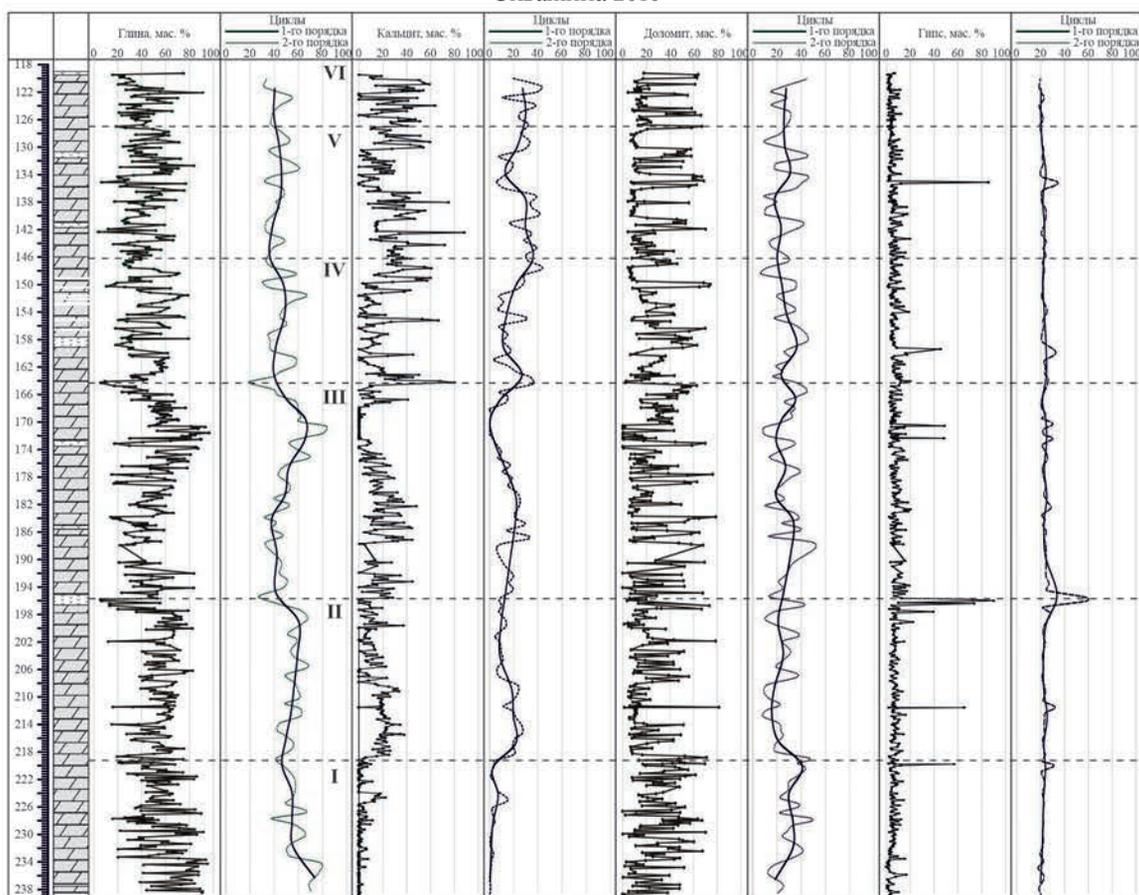


Рис. 2. Вариации содержания породообразующих минералов соликамской свиты по разрезу скв. 2211 и 2010. Римскими цифрами обозначен порядковый номер циклита.

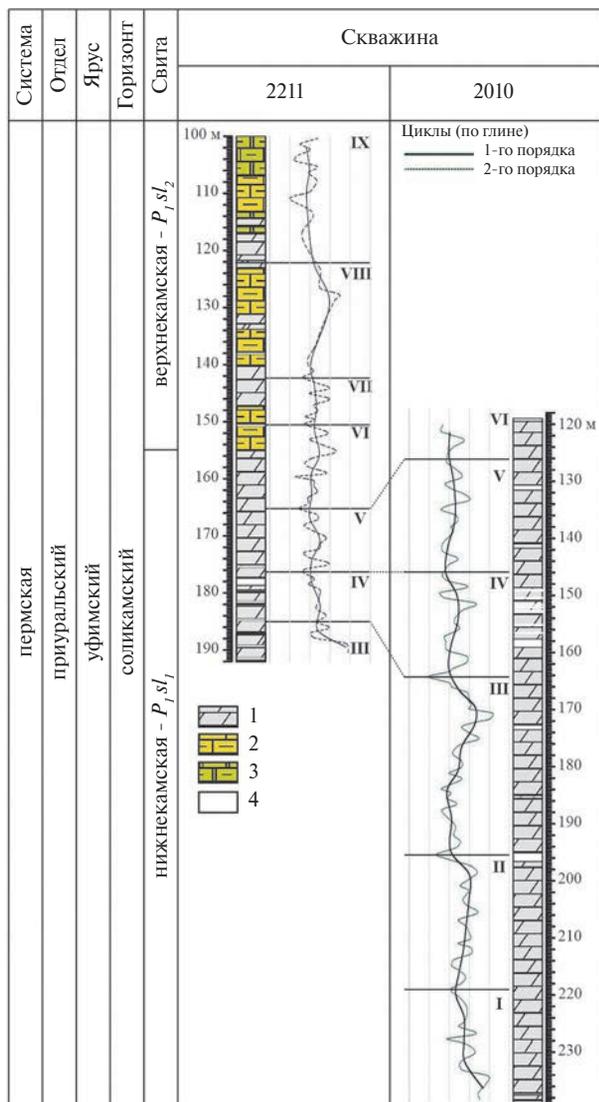


Рис. 3. Сопоставление разрезов скв. 2211 и 2010. 1 – мергели; 2 – известняки глинистые; 3 – доломиты глинистые; 4 – гипсы. Римскими цифрами обозначен порядковый номер циклита.

трансгрессия моря) в период накопления осадка (см. рис. 4в, 5в).

Характер распределения точек состава мергелей первого циклита контролируется парой “глина–доломит” (более 90% последовательностей; $r_{\text{глина-доломит}} = -0.93$). Среднее содержание доломита в породах циклита составляет 30.86 мас. %, глины – 57.34 мас. %, кальцита – 2.76 мас. %. Это позволяет говорить о том, что в начале соликамского времени цикличность осадконакопления определялась преимущественно процессами привноса в эвапоритовый бассейн глинистого вещества континентальными водами.

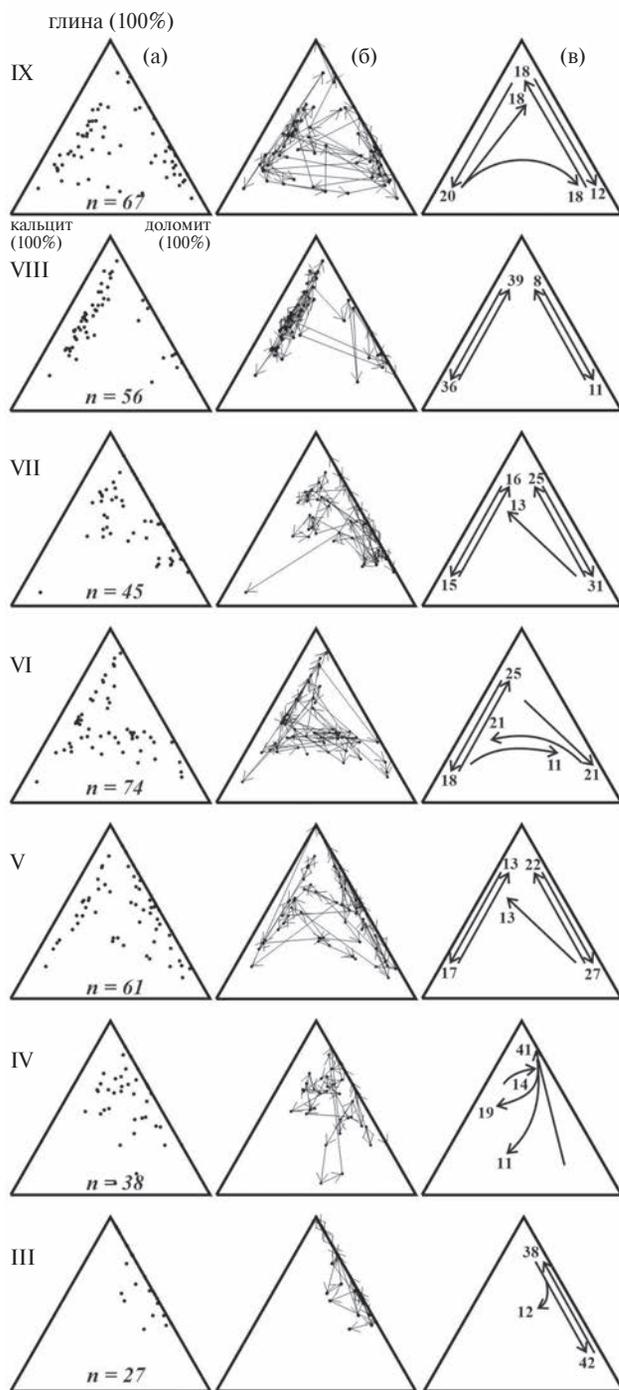


Рис. 4. Эволюция состава соликамских глинисто-карбонатных пород в разрезе скв. 2211. а – соотношение глины, кальцита и доломита в мергеле; б – соединение точек состава пород (векторами) в последовательности, отражающей их положение в разрезе (от ранних к поздним); в – преобладающие факторы, определяющие осадконакопление в период формирования циклита (цифрами показана доля векторов (последовательностей) в процентах). Римскими цифрами обозначен порядковый номер циклита.

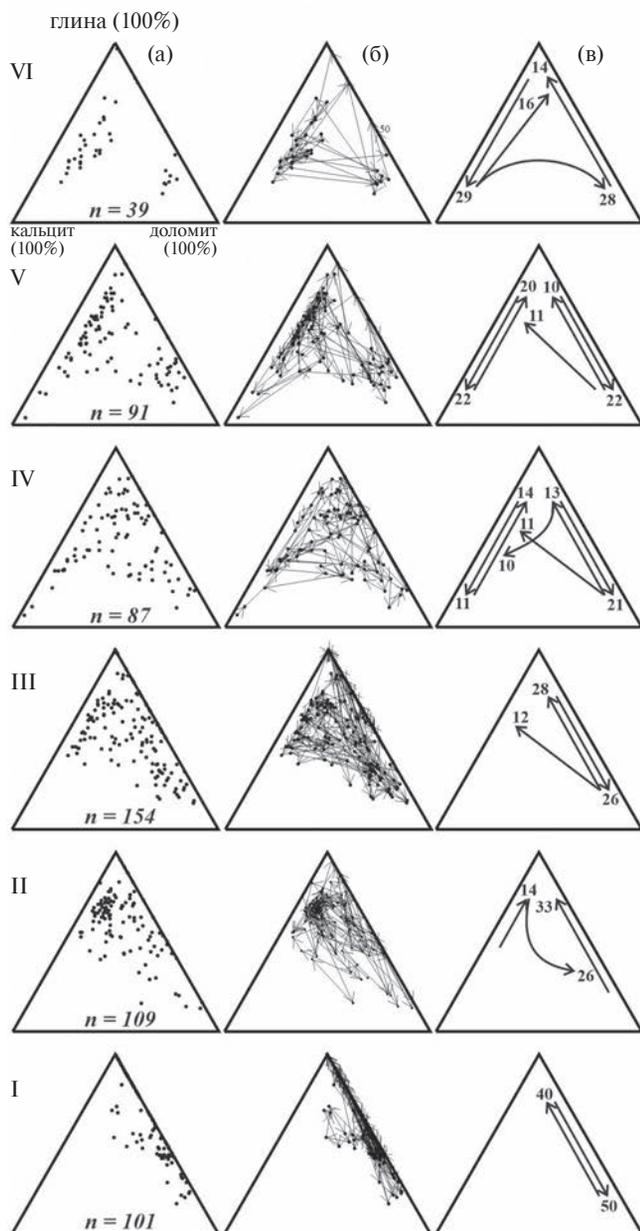


Рис. 5. Эволюция состава соликамских глинисто-карбонатных пород в разрезе скв. 2010. Условные обозначения см. рис. 4.

Близкий характер распределения точек состава глинисто-карбонатных пород отмечается и для второго цикла – 59% от всех наблюдаемых последовательностей определяется соотношением “глина–доломит” ($r_{\text{глина-доломит}} = -0.64$). Появление пары “кальцит–глина” (до 14% всех связей), а также увеличение содержания кальцита в породах цикла (до 37.83 мас. %) связывается с поступлением морских вод в бассейн.

Для третьего цикла основной контролирующей состав породы парой остается соотношение глины и доломита в породе – 80% от всех векторов в скв. 2211 ($r_{\text{глина-доломит}} = -0.56$) и 54% – в скв. 2010 ($r_{\text{глина-доломит}} = -0.78$). Однако увеличение содержания кальцита (до 43.5–47.99 мас. %) и появление второстепенного тренда (12%), определяемого сменой доломита кальцит-глинистым материалом, свидетельствует о постепенном увеличении роли морских вод в соликамском бассейне.

Для четвертого и пятого циклов характерно двумодальное распределение точек состава глинисто-карбонатных пород: в скв. 2211 на последовательности “глина–доломит” приходится 41–49% соотношений ($r_{\text{глина-доломит}}$ равен -0.40 для четвертого и -0.47 – для пятого циклов), а “глина–кальцит” – 30–33% ($r_{\text{глина-кальцит}}$ равен -0.41 и -0.24 соответственно); в скв. 2010 на векторы “глина–доломит” приходится 34% соотношений ($r_{\text{глина-доломит}}$ равен -0.44 для четвертого и -0.55 – для пятого циклов), а “глина–кальцит” – 25% ($r_{\text{глина-кальцит}}$ равен -0.49 и -0.31 соответственно). Кроме того, появляются различные второстепенные тренды, свидетельствующие как о смене доломитового осадконакопления кальцит-глинистым (11–13% наблюдаемых последовательностей), так и доломит-глинистой – кальцитовой (четвертый цикл: 30% трендов в скв. 2211 и 10% – в скв. 2010). Среднее содержание глины в породах циклов составляет 42.46–45.99 мас. %, доломита – 24.69–30.02 мас. %, кальцита – 21.02–24.96 мас. %. Такое соотношение указывает на практически равное влияние процессов эвапоритизации и поступления морских вод.

Для пород шестого цикла также наблюдается двумодальное распределение точек состава, однако характер направления векторов указывает на цикличность осадконакопления. В скв. 2211 на соотношение “глина–кальцит” приходится 43% последовательностей ($r_{\text{глина-кальцит}} = -0.31$), “кальцит–доломит” – 33% ($r_{\text{кальцит-доломит}} = -0.61$), “доломит–глина” – 21% ($r_{\text{глина-доломит}} = -0.55$); в скв. 2010 на соотношение “глина–кальцит” приходится 29% векторов ($r_{\text{глина-кальцит}} = -0.39$), “кальцит–доломит” – 28% ($r_{\text{кальцит-доломит}} = -0.51$), “доломит–глина” – 14% ($r_{\text{глина-доломит}} = -0.55$). Появление на этом фоне направления “кальцит–глина” (16% от всех соотношений в скв. 2010) свидетельствует о том, что седиментационные последовательности нередко контролировались только поступлением морских и континентальных

вод в палеобассейн, а роль испарения была незначительна.

Для седьмого и восьмого циклитов вновь отмечается двумодальное распределение точек состава глинисто-карбонатных пород, но, несмотря на это, в седьмом циклите основной определяющей парой является соотношение “глина–доломит” – 56% всех последовательностей ($r_{\text{глина-доломит}} = -0.82$), а в восьмом – “глина–кальцит” (75% от всех соотношений ($r_{\text{глина-кальцит}} = -0.44$)). На изменение преобладающего направления указывает и изменение состава карбонатов в породах седьмого и восьмого циклитов: так среднее содержание кальцита увеличивается с 10.67 до 29.03 мас. %, а доломита уменьшается – с 39.79 до 20.68 мас. %.

Породы девятого циклита характеризуются циклическим характером изменения состава: на соотношение “глина–кальцит” приходится 38%

векторов ($r_{\text{глина-кальцит}} = -0.21$), “кальцит–доломит” – 18% ($r_{\text{кальцит-доломит}} = -0.70$), “глина–доломит” – 30% ($r_{\text{глина-доломит}} = -0.42$). Для пород этого циклита характерно уменьшение среднего содержания глинистого материала (до 36.32 мас. %) и увеличение – карбонатов (~59.13 мас. %), что может говорить об уменьшении роли поверхностного стока и усилении роли морского и эвапоритового карбонатакопления.

Таким образом, приведенный нами анализ последовательностей седиментации в соликамском бассейне позволил подтвердить смену в течение соликамского времени кунгурского эвапоритового бассейна на практически морской, а также показать, что цикличность осадконакопления определялась привносом в эвапоритовый, а затем и морской бассейн глинистого материала с прилегающей суши. Появление сульфатных прослоев связано как с их осадконакоплением, так

Таблица 3. Среднее, минимальное и максимальное содержание основных и второстепенных породообразующих оксидов в терригенной части глинисто-карбонатных пород соликамской свиты, мас. %

Циклит	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	TiO ₂	Fe ₂ O ₃ общ
Скважина 2211							
9	<u>2.87 ± 0.40</u> 0–26.32	<u>3.69 ± 0.18</u> 2.43–10.80	<u>16.04 ± 0.38</u> 7.47–21.64	<u>67.09 ± 0.65</u> 49.43–80.87	<u>2.51 ± 0.15</u> 0–4.71	<u>0.28 ± 0.13</u> 0–8.21	<u>7.51 ± 0.22</u> 0–13.34
8	<u>3.18 ± 0.37</u> 0.62–20.35	<u>3.31 ± 0.11</u> 2.52–9.47	<u>17.32 ± 0.13</u> 14.70–19.93	<u>64.65 ± 0.35</u> 51.24–69.75	<u>3.11 ± 0.08</u> 0–3.95	<u>0.40 ± 0.07</u> 0–2.43	<u>8.03 ± 0.16</u> 6.64–12.47
7	<u>5.02 ± 1.17</u> 0–41.60	<u>5.54 ± 1.21</u> 1.82–43.59	<u>16.35 ± 0.46</u> 6.08–19.20	<u>62.81 ± 1.16</u> 36.94–77.46	<u>2.75 ± 0.11</u> 0–3.62	<u>0.37 ± 0.08</u> 0–2.08	<u>7.16 ± 0.29</u> 0–10.53
6	<u>3.22 ± 0.11</u> 0–6.29	<u>5.86 ± 0.90</u> 2.66–51.15	<u>15.69 ± 0.34</u> 6.96–20.11	<u>65.65 ± 0.67</u> 41.55–78.06	<u>2.49 ± 0.12</u> 0–4.09	<u>0.24 ± 0.05</u> 0–1.21	<u>6.96 ± 0.26</u> 0–19.56
5	<u>7.11 ± 1.19</u> 0.22–45.49	<u>4.28 ± 0.61</u> 2.03–30.64	<u>15.69 ± 0.50</u> 0.40–19.60	<u>62.50 ± 1.18</u> 36.83–94.72	<u>2.67 ± 0.14</u> 0–4.41	<u>0.35 ± 0.06</u> 0–1.42	<u>7.40 ± 0.28</u> 0–12.29
4	<u>8.18 ± 0.94</u> 2.27–25.22	<u>4.03 ± 0.52</u> 2.45–16.62	<u>16.51 ± 0.43</u> 7.97–19.59	<u>60.10 ± 1.14</u> 44.80–80.49	<u>2.78 ± 0.15</u> 0–4.50	<u>0.46 ± 0.08</u> 0–1.38	<u>7.95 ± 0.35</u> 2.96–13.45
3	<u>5.30 ± 0.86</u> 2.02–19.62	<u>5.49 ± 0.48</u> 2.71–10.44	<u>17.15 ± 0.19</u> 15.26–19.98	<u>58.81 ± 0.62</u> 51.43–63.87	<u>3.89 ± 0.23</u> 2.34–5.82	<u>0.78 ± 0.08</u> 0–1.59	<u>8.58 ± 0.43</u> 0–12.09
Скважина 2010							
6	<u>2.38 ± 0.14</u> 0–4.51	<u>3.52 ± 0.18</u> 3.09–9.27	<u>16.95 ± 0.35</u> 9.95–22.09	<u>65.18 ± 0.62</u> 52.61–77.85	<u>3.36 ± 0.08</u> 1.60–4.08	<u>0.37 ± 0.09</u> 0–1.92	<u>8.24 ± 0.19</u> 5.37–10.65
5	<u>2.90 ± 0.11</u> 0–8.67	<u>3.36 ± 0.06</u> 2.63–6.99	<u>16.10 ± 0.25</u> 6.13–18.85	<u>66.06 ± 0.47</u> 53.40–82.01	<u>3.08 ± 0.09</u> 0–4.08	<u>0.45 ± 0.06</u> 0–2.29	<u>8.05 ± 0.21</u> 3.84–20.23
4	<u>2.99 ± 0.10</u> 8.97–20.90	<u>3.24 ± 0.04</u> 2.79–5.74	<u>17.29 ± 0.22</u> 8.97–20.90	<u>64.07 ± 0.39</u> 56.65–80.04	<u>3.73 ± 0.09</u> 0–5.77	<u>0.51 ± 0.06</u> 0–1.76	<u>8.16 ± 0.16</u> 3.55–12.97
3	<u>2.10 ± 0.05</u> 0–4.22	<u>3.75 ± 0.12</u> 2.83–9.67	<u>18.46 ± 0.11</u> 13.17–22.41	<u>63.03 ± 0.20</u> 55.03–71.83	<u>3.97 ± 0.09</u> 0–2.58	<u>0.62 ± 0.05</u> 0–2.58	<u>8.07 ± 0.15</u> 0–13.78
2	<u>2.62 ± 0.07</u> 0–7.32	<u>3.35 ± 0.13</u> 2.90–15.35	<u>19.41 ± 0.08</u> 16.98–21.55	<u>62.76 ± 0.16</u> 52.71–65.28	<u>3.26 ± 0.07</u> 0–3.96	<u>0.74 ± 0.05</u> 0–3.18	<u>7.87 ± 0.15</u> 4.81–16.24
1	<u>2.93 ± 0.19</u> 0–12.08	<u>4.91 ± 0.28</u> 2.77–20.57	<u>18.92 ± 0.12</u> 15.18–21.93	<u>61.85 ± 0.26</u> 48.03–66.19	<u>3.73 ± 0.09</u> 2.70–6.93	<u>0.70 ± 0.09</u> 0–6.33	<u>6.95 ± 0.16</u> 1.35–11.41

и диагенетической перегруппировкой вещества в уплотняющемся осадке.

Литохимические особенности терригенной составляющей соликамской свиты

Для выявления особенностей химического состава терригенной составляющей, а также реконструкции источников сноса обломочного материала, результаты аналитических определений были рассчитаны на бескарбонатный состав. Следовательно, основными компонентами обломочного материала (их среднее содержание превышает 5–6%) являются SiO₂, Al₂O₃ и Fe₂O_{3общ}, а второстепенными – Na₂O, K₂O, TiO₂ и MgO (табл. 3).

Распределение компонентов по разрезу (рис. 6) показывает, что при переходе от первого циклита к девятому происходит постепенное увеличение среднего содержания SiO₂ и уменьшение – Al₂O₃, TiO₂, K₂O и Fe₂O_{3общ}. Среднее содержание Na₂O постепенно увеличивается до четвертого циклита, а потом уменьшается. Более сложное поведение характерно для MgO, который до четвертого циклита уменьшается, затем увеличивается, достигая максимума в шестом циклите, после чего снова начинает уменьшаться.

Для характеристики химического состава терригенной составляющей пород нами использован ряд литохимических модулей и диаграмм Я.Э. Юдовича, М.П. Кетрис [2000], а также известные индексы химического изменения CIA = 100 · Al₂O₃/(Al₂O₃ + CaO* + Na₂O + K₂O)

[Nesbitt, Young, 1982; Visser, Young, 1990], химический индекс выветривания CIW = 100 · Al₂O₃/(Al₂O₃ + CaO* + Na₂O) [Harnois, 1988] и индекс изменения состава привносимого вещества ICV = (Fe₂O_{3общ} + K₂O + Na₂O + CaO* + MgO + MnO + TiO₂)/Al₂O₃ [Cox et al., 1995]. Все они позволяют реконструировать климатические обстановки в областях питания и степень зрелости поступающей в осадочный бассейн алюмосиликокластики. При расчете индексов оксид кальция не использовался, т.к. ранее был полностью пересчитан на карбонатную фазу.

Корреляция между модулями ГМ = TiO₂/Al₂O₃ и ЖМ = (Fe₂O_{3общ} + MnO)/(TiO₂ + Al₂O₃) слабая отрицательная (r от –0.40 до –0.03), а между НКМ = (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃ и ГМ = (Al₂O₃ + TiO₂ + Fe₂O_{3общ} + MnO)/SiO₂ изменяется от слабой отрицательной (r = –0.35) до слабой положительной (r = 0.32). Это, согласно представлениям Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [2000], позволяет отнести весь терригенный материал мергелей к преимущественно литогенному типу, т.е. к породам, прошедшим более одного седиментационного цикла.

На диаграмме log(SiO₂/Al₂O₃)–log(Fe₂O_{3общ}/K₂O) [Herron, 1988] подавляющее большинство точек состава терригенной составляющей приурочено к полям сланцев, в единичных случаях их ожелезненных разностей, и вакк (рис. 7). Близкий характер распределения ранее был получен для молассовых отложений

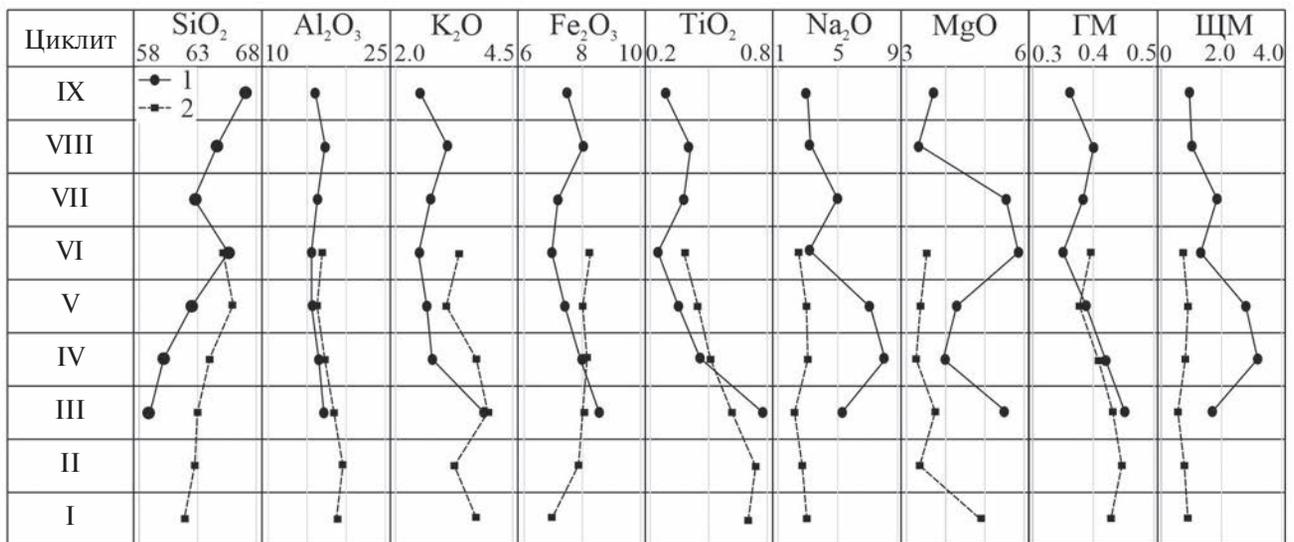


Рис. 6. Вариации среднего содержания основных оксидов терригенной составляющей и медианных значений ГМ и ШМ в соликамских глинисто-карбонатных породах. 1 – скв. 2211; 2 – скв. 2010.

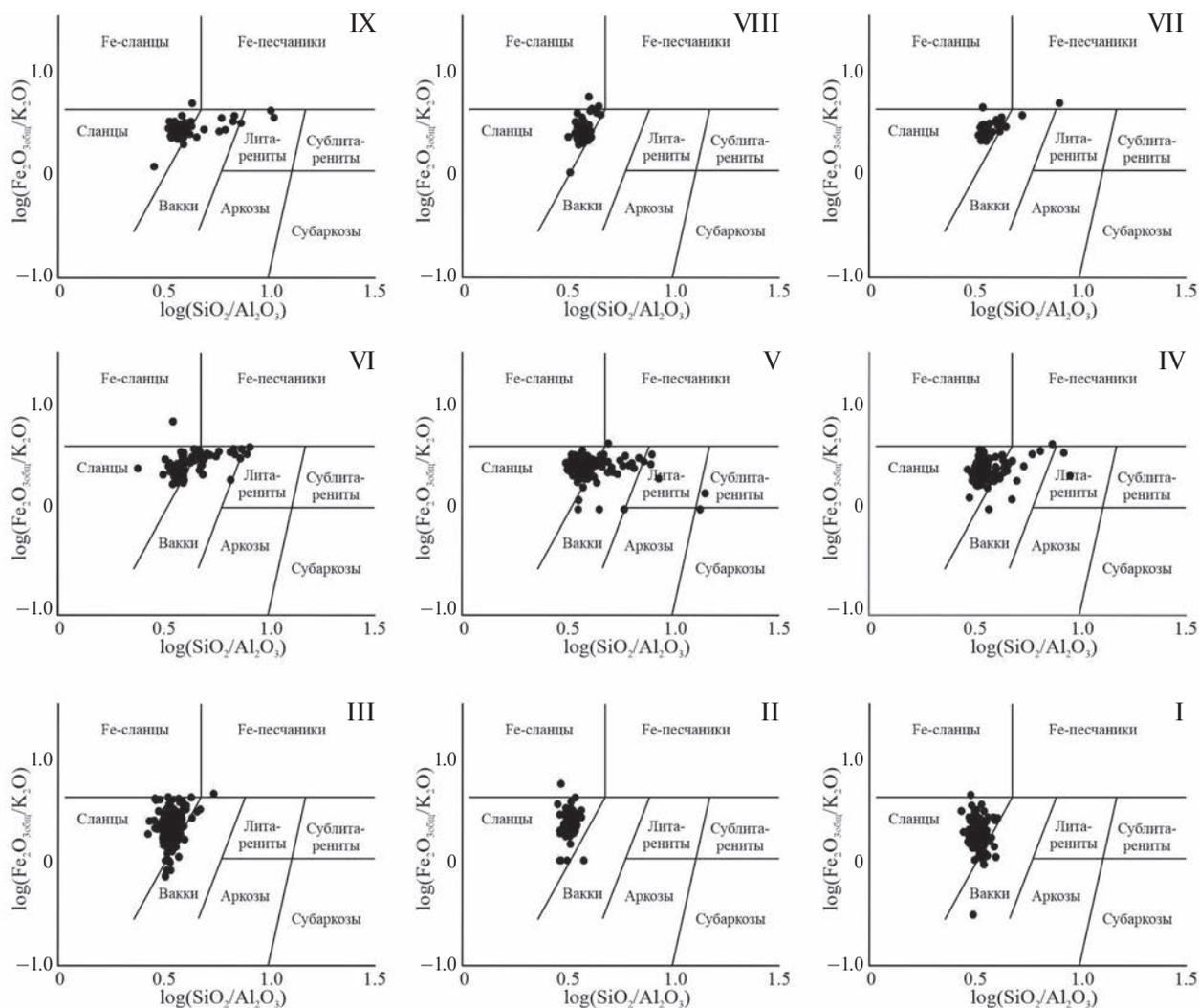


Рис. 7. Точки состава терригенной составляющей пород соликамской свиты на классификационной диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}/\text{K}_2\text{O})$ [Herron, 1988].

расположенной южнее Юрюзано-Сылвенской впадины [Литогеохимия..., 2015]. Однако растянутое положение фигуративных точек мергелей на диаграмме ФМ–НКМ (ФМ = $(\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}} + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$) [Юдович, Кетрис, 2000] (рис. 8) позволяет говорить об изменении состава поступающего терригенного материала в течение соликамского осадконакопления. Так, для первых трех циклитов точки состава локализованы преимущественно в областях V (хлорит, смектит и иллит) и VI (преимущественно иллитовые глины со значительным количеством калиевых полевых шпатов), тогда как большая часть точек четвертого–девятого циклитов сконцентрирована в поле VI. Эти выводы подтверждаются и ранее опубликованными данными по составу мергелей соликамской свиты [Калинина,

Чайковский, 2015; Исаева, Калинина, 2016], согласно которым основная доля глинистых минералов относится к иллит-смектитовой и хлорит-смектитовой ассоциациям.

Об изменении состава глинистой составляющей свидетельствует и анализ изменения величины ГМ: несмотря на широкий диапазон значений — от 0.13 до 0.66 (от гипо- до суперсиаллитов по классификации Я.Э. Юдовича) — вверх по разрезу происходит ее постепенное уменьшение (см. рис. 6). При этом поведение $\text{ЩМ} = \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ изменчивое: до четвертого циклита его значение увеличивается (породы изменяются от нормо- до гиперщелочных), а затем отмечается устойчивое уменьшение (см. рис. 6) (от суперщелочных к преимущественно нормощелочным). Данные вариации позволяют предполагать,

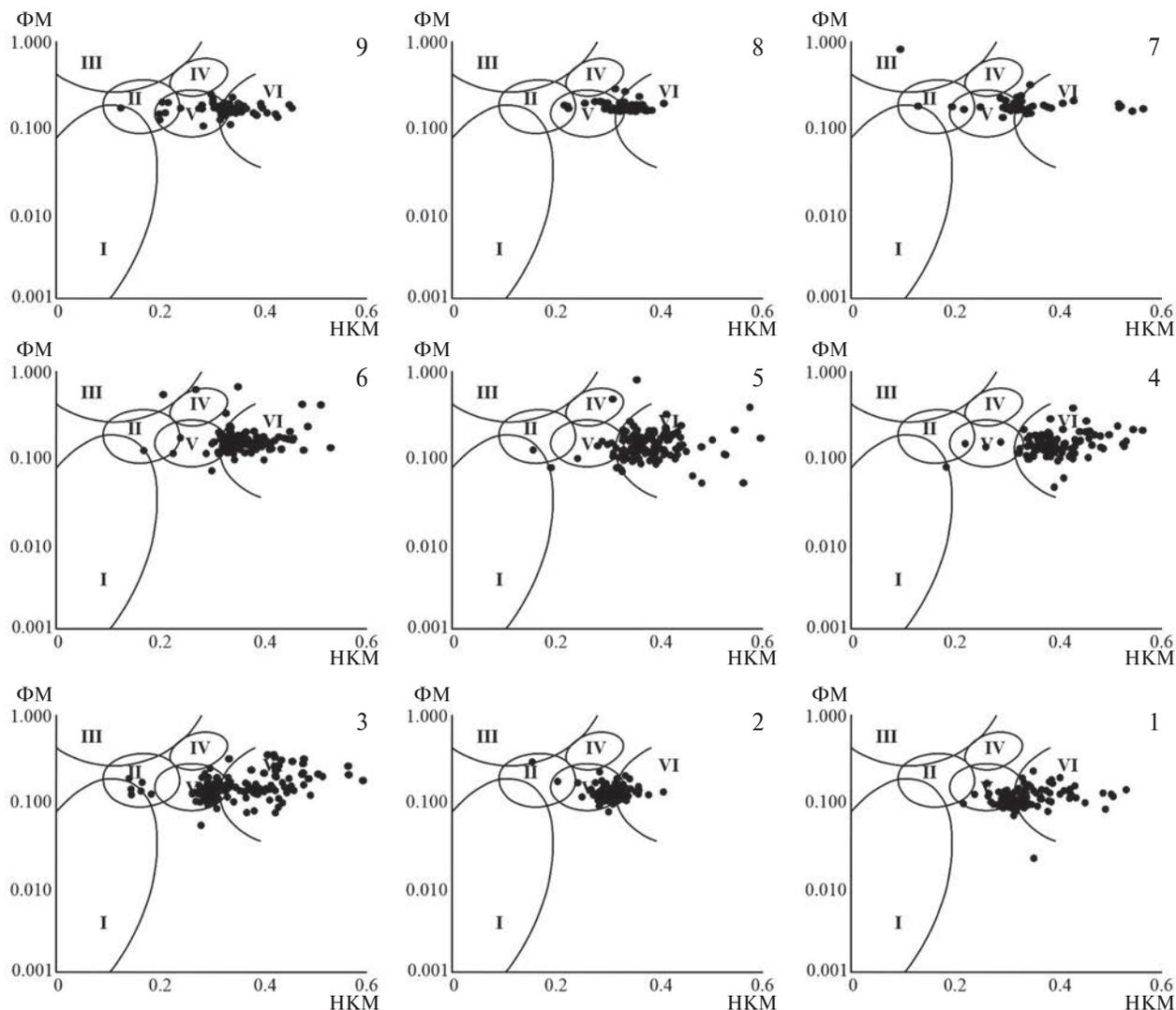


Рис. 8. Положение фигуративных точек терригенной составляющей в породах соликамской свиты на диаграммах ФМ–НКМ.

I – в составе глинистого вещества доминирует каолинит; II – преобладает смектит, присутствует каолинит, встречается иллит; III – доминирует хлорит при подчиненной роли Fe-слюд; IV – хлорит и иллит; V – хлорит, смектит и иллит; VI – преимущественно иллитовые глины со значительным количеством калиевых полевых шпатов. Границы полей – по данным [Юдович, Кетрис, 2000]; арабскими цифрами обозначены порядковые номера циклитов.

что в течение соликамского времени происходило постепенное изменение состава привносимого поверхностными водами терригенного материала в сторону более кварцевого с более высоким содержанием калиевых полевых шпатов.

Приведенные данные согласуются с вариациями средних значений индексов CIA и CIW (рис. 9), которые изменяются практически одинаково. Наименьшие значения индексов, свидетельствующие о поступлении с водосборов литохимически наименее зрелого материала, приходятся на четвертый–пятый циклиты, что подтверждается и наиболее высокими средними значениями ICV в этих циклитах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование соотношения кальцита, доломита и глины позволило по-новому провести расчленение соликамской свиты, что особенно актуально для краевой части Соликамской впадины, где не сохранились или не откладывались прослои каменной соли, типичной для центральной части депрессии.

В целом, седиментация в Соликамском бассейне в соликамское время происходила на фоне постепенной смены эвапоритовой обстановки морской. Однако цикличность осадконакопления определялась периодическим

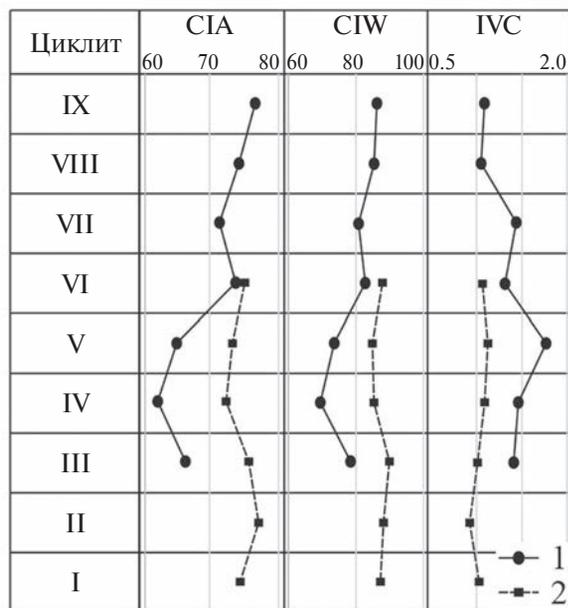


Рис. 9. Вариации медианных значений индексов CIA, CIW и IVC по разрезу соликамской свиты. 1 – скв. 2211; 2 – скв. 2010.

привнесом во впадину алюмосиликатного материала с суши, обуславливающего смену доломитовой и кальцитовой садки накоплением глинистых осадков. Роль сульфатного материала представляется не столь индикаторной для выявления циклитов, как считалось ранее, поскольку наряду с седиментационными прослоями присутствуют горизонты диагенетического ангидрита.

Вариации по разрезу содержания петрогенных оксидов и значений геохимических модулей, рассчитанных для терригенной составляющей соликамских мергелей, отражают как изменение состава размываемых пород на водосборах, так и различную степень их гипергенного преобразования. Преобладающим источником терригенной составляющей в начале соликамского времени служили породы основного состава, что проявилось в расположении фигуративных точек преимущественно в поле глин “хлорит-сметитового состава” на диаграмме ФМ–НКМ. В конце соликамского времени в бассейн поступали продукты разрушения пород среднего и кислого состава, что привело к обогащению осадка кварцем, калиевым полевым шпатом и иллитом.

Минимальные значения индексов CIA, CIW и максимальные – IVC указывают на наибольшую литохимическую зрелость (выветрелость) материала подошвенной и кровельной частей

соликамской толщи и наименьшую – четвертого–пятого циклитов.

Таким образом, литохимические особенности соликамской свиты Соликамской впадины Предуральского краевого прогиба обусловлены как обстановками осадконакопления (эвапоритового и морского) в бассейне, так и вариациями состава и степени выветривания пород на прилегающих водосборных площадях разрушающегося Уральско-орена.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне благодарят Е.П. Чиркову, О.В. Коротченкову и О.С. Каблинова (Горный институт УрО РАН, г. Пермь) за помощь в отборе проб и проведении анализов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ в рамках государственного задания (рег. номер НИОКТР 124020500052-9) “Процессы рудообразования и гипергенной трансформации эвапоритов Пермского Предуралья”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Валяшко М.Г. К познанию основных физико-химических закономерностей в развитии соляных озер // Доклады Академии наук СССР. 1939. Т. 23. № 7. С. 688–693.
- Вишняков С.Г. Карбонатные породы и полевое исследование их пригодности для известкования почв. Л.: Типография им. Котлякова, 1933. 21 с. (Карбонатные породы Ленинградской области, Северного края и Карельской АССР: в 13 брошюрах.)
- Иванов А.А., Воронова М.Л. Верхнекамское месторождение калийных солей. Л.: Недра, 1975. 219 с.
- Игнатьев В.И. Формирование Волго-Уральской антеклизы в пермский период. Казань: Изд-во Казанского унив-та, 1976. 256 с.
- Исаева Г.А., Калинина Т.А. Глинистые минералы в зоне выветривания надсолевых отложений Верхнекамского месторождения // Уральская минералогическая школа – 2016. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016. С. 39–42.
- Калинина Т.А. Текстурно-структурная характеристика сульфатных отложений Пермского Прикамья // Стратегия и процессы освоения георесурсов // Сборник научных трудов. Вып. 10. Пермь, 2012. С. 10–12.

- Калинина Т.А., Чайковский И.И. Литохимия пелитоморфных пород соликамской свиты Верхнекамского месторождения солей // Горное эхо. 2015. № 1(58). С. 28–32.
- Калинина Т.А., Чиркова Е.П., Чайковский И.И. Геохимия терригенно-карбонатных и сульфатных пород соликамской свиты Соликамской впадины (Предуральский краевой прогиб) // Вестник Пермского университета. Геология. 2016. Вып. 1. С. 14–25.
- Копнин В.И. Соликамский калиеносный бассейн // Пермская система Земного Шара: путеводитель геол. экскурсий. Ч. 3. Пермское Приуралье. Свердловск, 1991. С. 103–135.
- Кудряшов А.И. Верхнекамское месторождение солей. М.: Эпсилон Плюс, 2013. 368 с.
- Литогеохимия терригенных ассоциаций южных впадин Предуральского прогиба / Отв. ред. А.В. Маслов / Маслов А.В., Мизенс Г.А., Бадида Л.В. и др. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. 308 с.
- Маслов А.В. Некоторые литогеохимические и изотопно-геохимические особенности глинистых пород и перерывы в стратотипе рифея // Литосфера. 2024. Т. 24. № 1. С. 29–48. <https://doi.org/org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-29-48>
- Методы анализа рассолов и солей / Отв. ред. Ю.В. Морачевский, Е.М. Петрова // Труды ВНИИГ. Вып. 47. М.: Изд-во “Химия”, 1965. 404 с.
- Мигунов Л.В. Инфильтрационная минеральная зональность надсолевых толщ. СПб.: Наука, 1994. 150 с.
- Мизенс Г.А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 230 с.
- Оборин А.А., Хурсик В.З. Литофации нижнепермских отложений пермского Предуралья // Труды ВНИГНИ (Камское отделение). Вып. 118. Пермь: Пермское книжное изд-во, 1973. С. 151–183.
- Трапезников Д.Е. Палеогеографические и палеотектонические обстановки Соликамской впадины в уфимское время / Автореф. ... дисс. канд. геол.-мин. наук. Пермь, 2019. 20 с.
- Третьяков Ю.А., Сапегин Б.И. Стратификация соляно-мергельной толщи района Верхнекамского месторождения калийных солей. // Строение и условия образования соленосных формаций. Новосибирск: Наука, 1981. С. 52–59.
- Чайковский И.И., Бубнова М.В. Геохимия пелитоморфных пород Соликамской свиты // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского // Сборник научных статей. Вып. 24. Пермь: ПГНИУ, 2021. С. 286–295.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 2919–2940.
- Harnois L. The CIW index: a new chemical index of weathering // Sediment. Geol. 1988. V. 55(3–4). P. 319–322.
- Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. 1988. V. 58. P. 820–829.
- Jenkyns H., Macfarlane S. The chemostratigraphy and environmental significance of the Marlstone and Junction Bed (Beacon Limestone, Toarcian, Lower Jurassic, Dorset, UK) // Geol. Mag. 2022. V. 159. P. 357–371.
- Knudsen Ch., Lauridsen B. Geochemistry of the Maastrichtian Rordal Member, Jylland, Denmark: Ce anomaly as a palaeoredox proxy // GEUS Bulletin. 2016. № 35. P. 51–54. <https://doi.org/10.34194/geusb.v35.4926>
- Lei H., Huang W., Jiang Q. et al. Genesis of clay minerals and its insight for the formation of limestone marl alterations in Middle Permian of the Sichuan Basin // Journal of Petroleum Science and Engineering. 2022. V. 218. n. page. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2022.111014>
- Liang Ch., Cao Y., Jiang Z. et al. Shale oil potential of lacustrine black shale in the Eocene Dongying depression: Implications for geochemistry and reservoir characteristics // AAPG Bulletin. 2017. V. 101(11). P. 1835–1858. <https://doi.org/10.1306/01251715249>
- Naujokaitytė J., Garb M.P., Thibault N. et al. Milankovitch cyclicity in the latest Cretaceous of the Gulf Coastal Plain, USA // Sediment. Geol. 2021. V. 421. n. page. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2021.105954>
- Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.
- Nohl T., Steinbauer M., Sinnesael M. et al. Detecting initial aragonite and calcite variations in limestone–marl alternations // Sedimentology. 2021. V. 68(7). n. page. <https://doi.org/10.1111/sed.12885>
- Visser J.N.J., Young G.M. Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo–Carboniferous glaciogene Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa // Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol. 1990. V. 81. P. 49–57.
- Yasukawa K., Tanaka E., Miyazaki T. et al. High-dimensional chemostratigraphy of pelagic clay in the western North Pacific Ocean revealed via an unsupervised clustering approach // Paleocyanogr. Paleoclimatol. 2023. V. 38. P. 1–21. <https://doi.org/org/10.1029/2023PA00464>

LITHOCHEMICAL CYCLICITY OF THE SOLIKAMSK FORMATION IN THE SOUTH-WESTERN PART OF THE SOLIKAMSK DEPRESSION (LOWER PERM, PERM KRAI)

T. A. Utkina^{1,*}, I. I. Chaikovskiy^{1,**}

¹*Mining Institute, Ural Branch of the RAS, Sibirskaya str., 78-A, Perm, 614007 Russia*

**e-mail: tatyanaak89@mail.ru*

***e-mail: ilya@mi-perm.ru*

New data on the lithochemistry of clay-and-carbonate rocks of the Solikamsk Formation (Ufimian stage of the lower Permian) in the southwestern part of the Solikamsk depression of the Pre-Ural foredeep are presented. The cyclicity of sedimentation was determined by the introduction of aluminum-and-silicate materials into the evaporite and then into the marine basin by land waters. In the Solikamsk formation nine cyclites have been identified, in which the content of clay minerals in the rock first gradually increases and then relatively decreases (for carbonates (dolomite + calcite) the reverse distribution is inherent). The presence of sulfate layers is not related to the general direction of Solikamsk sedimentation, but only reflects individual periods of increased evaporitization. Analysis of the chemical composition of the terrigenous component of the Solikamsk rocks and the main paleoclimatic indices (CIA, CIW and ICV) made it possible to show the difference in the incoming material. At the beginning of Solikamsk time, the paleobasin received predominantly petrochemically mature material, probably significantly clayed with a high content of quartz. In the middle of the Solikamsk time, it was replaced by less weathered material (rocks of basic and intermediate composition). At the end of the Solikamsk time, terrigenous material, predominantly of quartz and potassium feldspar composition, was brought into the paleobasin by land waters.

Keywords: lithochemical cyclicity, marls, stratification and correlation of evaporites, Ufimian stage, Verkhnekamskoe salt deposit

УДК 552.54

ОПОЛЗНЕВЫЕ ТЕКСТУРЫ ОСАДКА В НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КОЧКАРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2025 г. М. Е. Притчин^{а,*}, А. Ю. Кисин^{а,**}, Д. А. Озорнин^{а,***}

^аИнститут геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН,
ул. Академика Вонсовского, 15, Екатеринбург, 620110 Россия

*e-mail: pritchin@igg.uran.ru

**e-mail: kissin@igg.uran.ru

***e-mail: mr.ozornin@mail.ru

Поступила в редакцию 29.05.2024 г.

После доработки 29.07.2024 г.

Принята к публикации 15.11.2024 г.

В состав метаморфического обрамления гранито-гнейсовых куполов Кочкарского антиклинория (Южный Урал) входит нижнекаменноугольная терригенно-карбонатная толща, испытавшая зональный метаморфизм в условиях от эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фации. Многочисленные деформационные текстуры осадка обнаружены в мраморах названной толщи, вскрытых карьером на Светлинском месторождении золота и в плотике Еленинской россыпи. Основные типы текстур представлены оползнями, связанными с ламинарным течением осадка, реже сейсмитами различной морфологии. Механизм формирования этих текстур связывается с подводным гравитационным оползанием нелитифицированного осадка, вызванным изменением уклона морского дна, и с воздействием землетрясений. Источником сейсмической активности были региональные разломы, ограничивающие антиклинорий, и, вероятно, формирование гранито-гнейсовых куполов. Обнаруженные текстуры оползней и сеймитов в терригенно-карбонатных толщах обрамления Кочкарского антиклинория дают представление о палеотектонической обстановке его формирования в условиях позднепалеозойской уральской коллизии. Структурное положение карбонатных пород в антиклинории свидетельствует о малой глубине формирования слагающих его гранито-гнейсовых куполов.

Ключевые слова: деформационные текстуры, оползни, сеймиты, нижний карбон, Кочкарский антиклинорий, коллизия

DOI: 10.31857/S0024497X25020064, EDN: CH1YMQ

Принято считать, что геология Кочкарского антиклинория (Южный Урал) хорошо изучена и описана в многочисленных трудах и геологических отчетах [Геология СССР..., 1969; Кейльман, 1974; Геологическая..., 2018 и др.]. Особенности его геологического строения связывают с позднепалеозойским гранитоидным магматизмом [Ферштатер, Бородина, 1975; Ферштатер, 1987; Сначев и др., 1990 и др.], с подъемом древнего гнейсового фундамента, обусловившего зональный метаморфизм [Кейльман и др., 1973; Кейльман, 1974; Огородников и др., 2004], с деформациями земной коры и купольным тектогенезом в условиях позднепалеозойской уральской коллизии [Кисин, Коротеев, 2017; Кисин и др., 2022]. В результате геологических исследований последних лет

авторами получен новый фактический материал, позволяющий уточнить геологию антиклинория и его позднепалеозойскую структурную эволюцию: в терригенно-карбонатных породах выявлены оползневые текстуры.

Кочкарский антиклинорий ограничен надвигами, падающими под смежные структуры. Он характеризуется наличием нескольких купольных структур (брахискладок, по [Кейльман и др., 1973]), ядра которых сложены гранито-гнейсами и анатектическими гранитами. Около- и межкуповольные структуры (моноклинали, грабен-синклинали) выполнены кварц-плагиоклаз-биотитовыми сланцами, амфиболитами и мраморами. Метаморфизм зональный, центрами его служат купольные структуры.

К восточному борту антиклинория приурочены Коелгинский гранодиоритовый (на севере), Пластовский плагиогранитный (в средней части) и Каменно-Санарский гранитный массивы (на юге).

Карбонатная толща широко развита в обрамлении гранито-гнейсовых куполов Кочкарского антиклинория (Варламовского, Пластовского, Борисовского и Санарского) и фрагментарно – в западном экзоконтакте и провалах кровли Степнинского массива (рис. 1). Она сложена мраморизованными органогенными известняками белого и серого цвета с линзами силицитов, кальцитовым мрамором белого, серого до серо-черного цвета с линзами доломитового мрамора. Согласно [Геологическая..., 2018], в толще

мраморизованных известняков встречаются прослои углисто-глинистых, известково-глинистых сланцев, алевролитов, песчаников; мрамор близ гранитных массивов содержит амфибол, биотит. Толща согласно залегает на нижележащих метатерригенных отложениях, в пределах изучаемой площади карбонатные отложения слагают верхнюю часть разреза. Мощность толщи не превышает 500 м.

Исследованные участки карбонатной толщи расположены в Пластовском районе Челябинской области и вскрыты двумя карьерами: Светлинского золоторудного месторождения (координаты 54.295270 N, 60.413486 E) и Еленинской золотоносной россыпи (координаты 54.238984 N, 60.726357 E) (см. рис. 1).

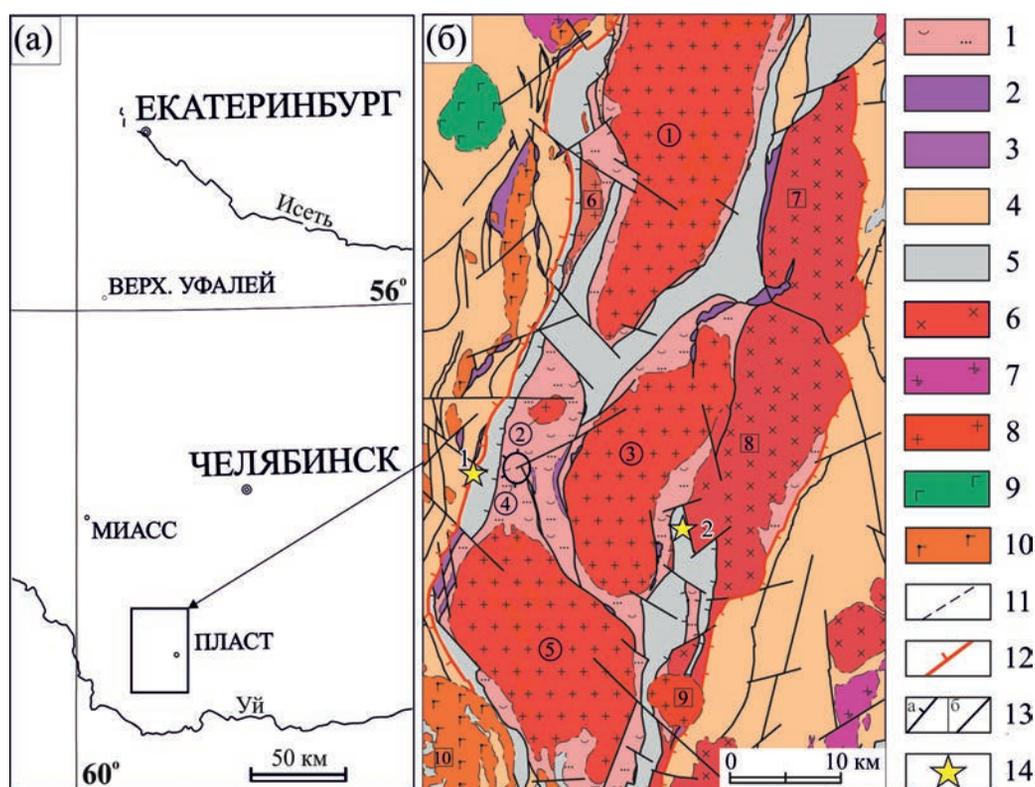


Рис. 1. Географическое положение района работ (а) и схематическая геологическая карта домезозойских образований Кочкарского метаморфического комплекса (б), по [Геологическая..., 2018] с упрощениями и дополнениями. 1 – плагиогнейсы биотитовые, гранат-биотитовые, амфиболиты, кристаллосланцы с гранатом, ставролитом, силиманитом и кианитом (V_1); 2 – ультраметаморфиты апогартсбургитовые аподунитовые нерасчлененные (V_2); 3 – серпентиниты (O_3); 4 – нерасчлененные вулканогенные, вулканогенно-осадочные комплексы, углеродисто-кремнистые сланцы (O_3 - D_3); 5 – мраморизованные известняки, мрамор (C_{1V}); 6 – тоналиты гнейсовидные, гранодиориты, плагиограниты (D_3 - C_1); 7 – плагиограниты (C_1); 8 – граниты биотитовые, мезократовые и лейкократовые, гнейсограниты (C_{1-2}); 9 – габбро, габбронориты (C_1); 10 – монцогаббро, граносиениты, граниты (P_1); 11 – геологические границы; 12 – глубинные надвиги; 13 – тектонические нарушения (а – сбросы (тектонические срывы), б – разломы); 14 – объекты исследований (1 – Светлинский карьер, 2 – Еленинская россыпь).

Цифры в кружках – гранито-гнейсовые купола: 1 – Варламовский, 2 – Еремкинский, 3 – Борисовский, 4 – Светлинский, 5 – Санарский.

Цифры в квадратах – массивы: 6 – Котликовский, 7 – Коелгинский, 8 – Пластовский, 9 – Каменно-Санарский, 10 – Степнинский.

К ГЕОЛОГИИ МРАМОРОВ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО УРАЛА

Карбонатные (терригенно-карбонатные) отложения раннекаменноугольного возраста в пределах Восточно-Уральской мегазоны на Южном Урале имеют ограниченное распространение [Мизенс, 2002]. В пределах Челябинско-Суундукского мегантиклинория они обычно обрамляют гранитные массивы и гранито-гнейсовые купола; при этом разновозрастные карбонатные отложения практически не встречаются в смежных структурно-формационных зонах (см. рис. 1). На основании находок фаунистических остатков возраст карбонатных пород отнесен к визейскому и серпуховскому ярусам нижнего карбона [Мизенс, 2002; Геологическая..., 2018]. Карбонатные отложения претерпели региональный метаморфизм фации зеленых сланцев, а вблизи гранито-гнейсовых куполов и гранитных массивов – зональный метаморфизм от верхов фации зеленых сланцев до эпидот-амфиболитовой фации [Болтыров и др., 1973; Огородников и др., 2004; Сначев, 2022]. В результате метаморфизма известняки подверглись перекристаллизации с образованием мрамора, в следствии чего в них обычно отсутствуют фаунистические остатки, а также признаки первичных осадочных текстур и структур. По этой причине некоторые исследователи относят мраморы к отложениям рифейского возраста [Сначев и др., 1990; Сначев, 2022; Огородников и др., 2004]. Метаморфизм и вовлечение терригенно-карбонатных толщ в строение межкупольного пространства гранито-гнейсовых куполов сделало невозможным изучение их первичного разреза. Тем не менее, в пределах мраморных толщ с низкой степенью перекристаллизации сохранились участки с первичной осадочной слоистостью и многочисленными деформационными текстурами осадка.

В нижнекаменноугольных отложениях Кочкарского антиклинория деформационные осадочные текстуры упоминаются только в подстилающей известняки терригенной толще, в ленточно-слоистых кремнисто-глинистых сланцах по р. Увелка [Смирнов, 1957].

Светлинское месторождение золота расположено в зоне надвига субмеридионального простирания западного падения, являющегося западной границей Кочкарского антиклинория (рис. 2). Здесь девонские метавулканогенно-осадочные породы надвинуты на нижнекаменноугольные мраморы. Контакт очень неровный как

по простиранию, так и по падению. Карбонатные породы испытали кливажирование, метасоматические и метаморфические преобразования.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В основу данного исследования легли материалы геологических наблюдений в действующем Светлинском карьере и на площади ранее обработанной Еленинской россыпи (см. рис. 1), проведенные авторами в 2015–2023 гг., где нами были выявлены реликтовые деформационные текстуры осадка. Подробно изучены их геометрические формы, взаимоотношения, пространственное распределение, вертикальная зональность.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Светлинский карьер

Мраморы слагают восточный борт Светлинского карьера. Породы кливажированы, грубопосчатые, перекристаллизованные; простирание субмеридиональное, падение на запад под углом 50° – 55° . На верхних горизонтах в них сохранились отдельные останцы мраморов с деформационными осадочными текстурами. Останцы не имеют четких границ, сложены кальцитовыми мраморами белого, серого вплоть до черно-серого цвета, мелко-среднезернистыми, массивными. По простиранию и на глубину эта разновидность мраморов замещается кальцитовым мрамором светло-серым до белого средне-крупнозернистым, обычно массивным, на единичных участках обладающим кристаллизационной посчатостью. Останцы с деформационными осадочными текстурами прослежены с севера на юг на протяжении 700 м.

На верхнем горизонте юго-восточной части Светлинского карьера вскрыт небольшой останец мелкозернистых кальцитовых мраморов (или мраморизованных известняков) темно-серого до почти черного цвета. Слоистость напластования подчеркнута чередованием единичных тонких прослоев белого мелкозернистого мрамора мощностью до 1 см, в целом имеет крутое западное падение под углами 70° – 80° и прослежена на протяжении 50 м по простиранию на север, где с глубиной резко сменяется массивным белым крупнозернистым мрамором. Первичная горизонтальная слоистость нарушена дисгармоничной складчатостью (рис. 3) с невыдержанными амплитудой, длиной складок и мощностью слоев, типичными для оползневых текстур. Местами в мраморизованных известняках наблюдаются

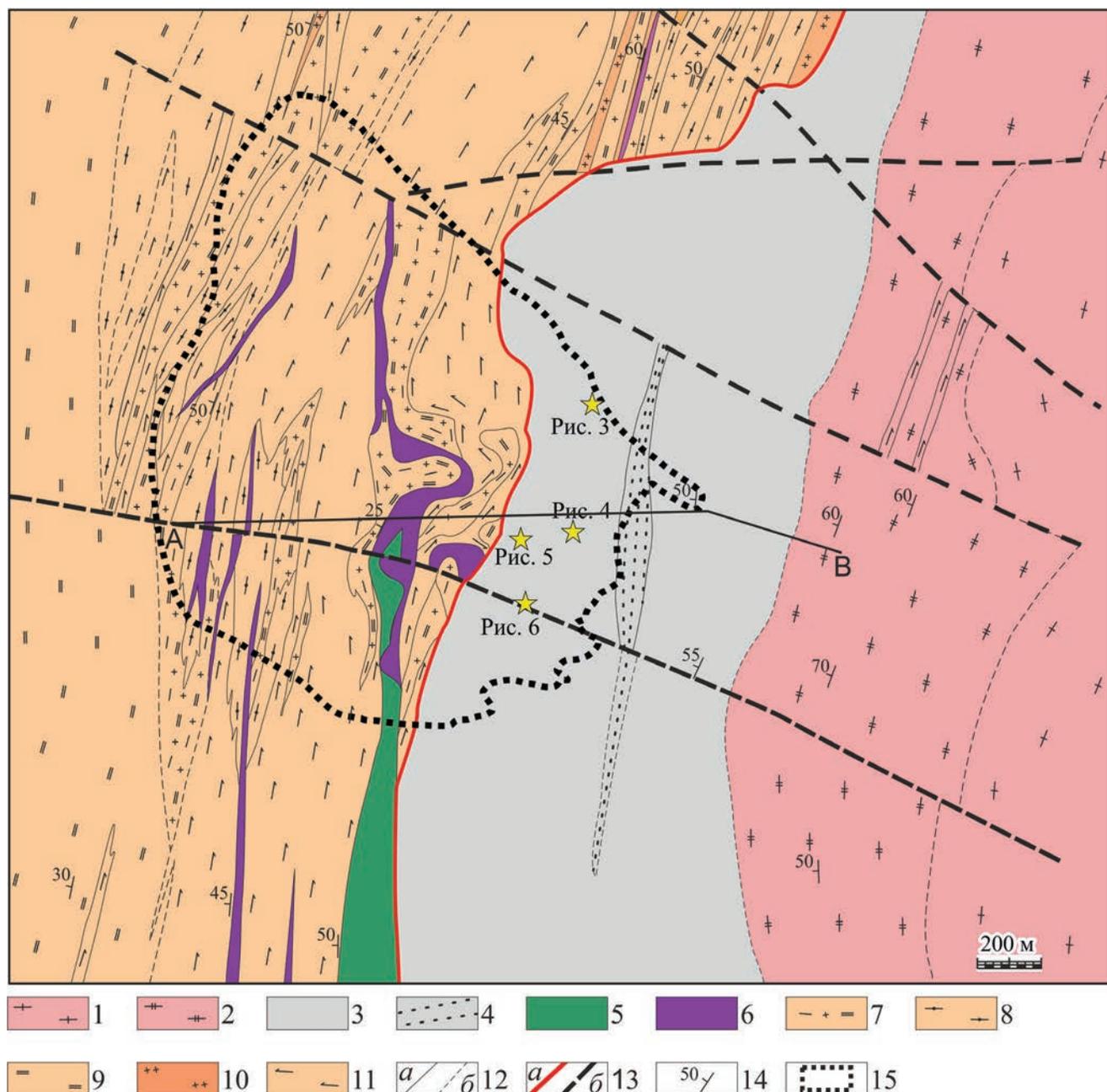


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Светлинского месторождения (по материалам Кочкарской ГРП).

1 – гнейсовидные сланцы, гнейсы двуслюдяные с гранатом и ставролитом; 2 – бластосланцы двуслюдяные, амфиболиты; 3 – мраморы кальцитовые и доломитовые; 4 – кварцитопесчаники, карбонат-полевошпатовые, слюdistые, гравелиты; 5 – габбро; 6 – серпентиниты, талькиты; 7 – кварц-биотитовые, кварц-полевошпат-слюdistые сланцы; 8 – углеродистые сланцы; 9 – плагиоклаз-кварц-биотитовые породы; 10 – кварцитопесчаники, кварциты; 11 – амфиболиты, кварц-слюdistо-амфиболовые метасоматиты; 12 – геологические границы (а – установленные, б – предполагаемые); 13 – тектонические нарушения (а – Светлинский надвиг, б – нарушения по геофизическим данным); 14 – элементы залегания полосчатости, сланцеватости; 15 – контур карьера; звезды – точки наблюдения деформационных текстур в мраморе.

субпараллельные щелевидные полости с плавными очертаниями, без признаков растворения, иногда с признаками начальной инкрустации мелкими кристаллами кальцита. По морфологии

они принимаются авторами за газовые обособления в потоке вязкой жидкости. В мелкозернистых мраморах на всем протяжении толщи по простиранию встречены недеформированные членики



Рис. 3. Оползневая складчатость в мраморах (мраморизованных известняках) на верхнем уступе Светлинского карьера: быстрое изменение размеров складок, простирания, мощности, наличие текстур облекания и выжимания, высокая кавернозность.

стеблей криноидей, что исключает тектоническое происхождение складчатости. Вверх по разрезу толща кальцитовых мраморов сменяется светлыми мелкозернистыми доломитами метасоматического происхождения, в которых сохранились членики криноидей, аммоноидеи, наутилоидеи и кораллы визейского возраста. Вниз по разрезу мелкозернистые мраморы сменяются массивным крупнозернистым мрамором белого цвета, в котором не сохраняются элементы слоистости и ископаемая фауна.

В северо-восточном борту карьера на северной стенке карстового колодца в кальцитовом мраморе (мраморизованном известняке) серого

цвета наблюдается участок с реликтами оползневых текстур, содержащий многочисленные линзы светло-серого мелкозернистого кварцитопесчаника (рис. 4а). Слоистость падает на запад по аз. 260° , под углом 65° – 80° . Линзы кварцитопесчаника сложно деформированы, с многочисленными подворотами, резким изменением мощности, простирания и падения (см. рис. 4а). Мощность линз первые сантиметры, протяженность до 20 см и более. В карстовых отложениях они хорошо сохраняются и удобны для всестороннего изучения (см. рис. 4б–4г).

В восток–северо-восточной части карьера в слое мрамора мощностью около 50 см

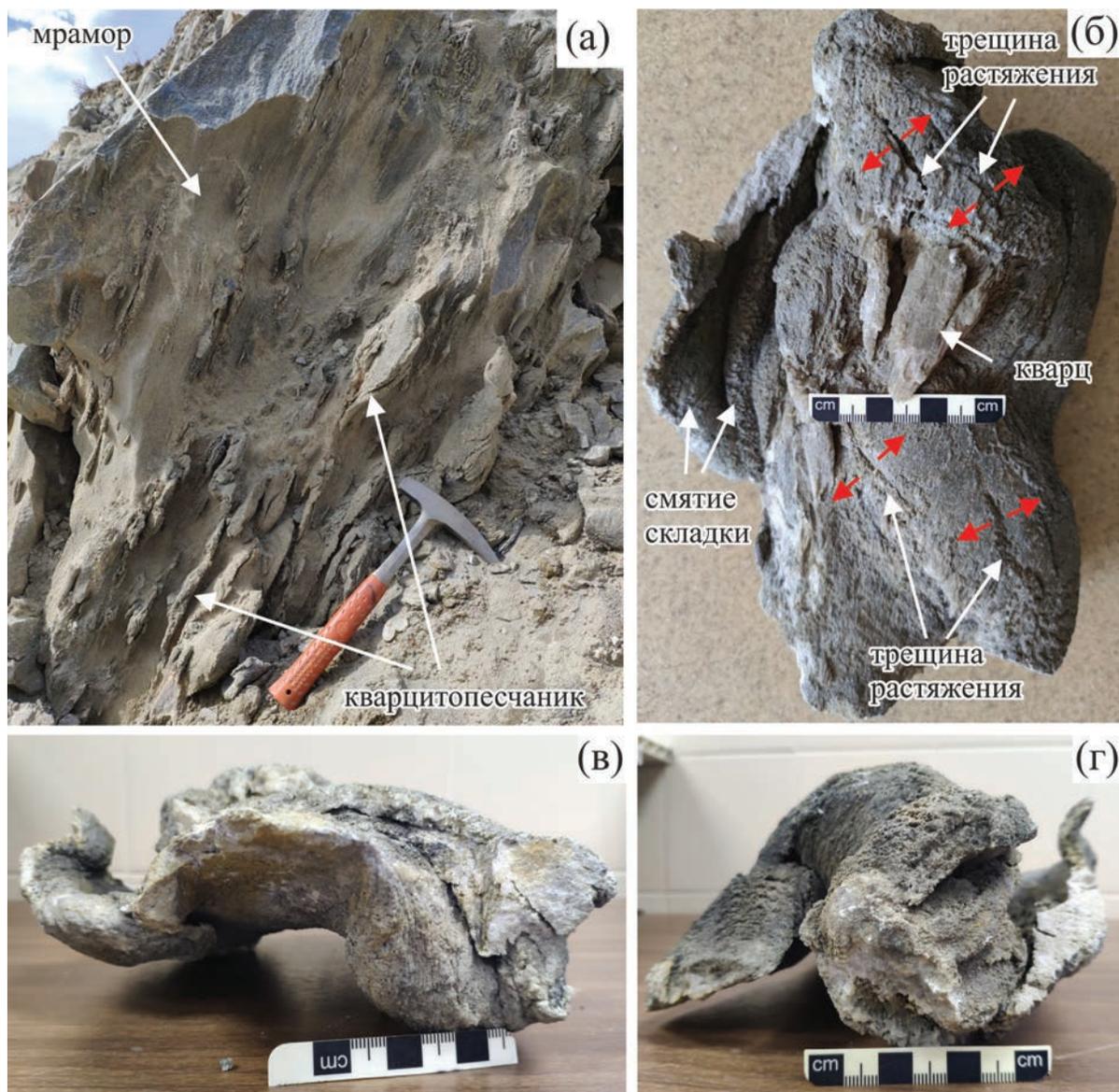


Рис. 4. Деформационные текстуры оползня в мраморах. а – участок с многочисленными линзами кварцитопесчаника; б–г – линза кварцитопесчаников (б – вид сверху; в, г – вид с торцов). Длина молотка – 32 см.

наблюдаются текстуры гравитационного оползания. Деформационные текстуры относятся к прослоям мраморов белого цвета в массивном сером мраморе (рис. 5). Прослои светлых мраморов образуют рулеты (см. рис. 5а), сложные Z-складки (см. рис. 5б), веерообразные складки с пережатыми замками (см. рис. 5в), участки с растянутыми и разорванными слоями, с резким изменением мощности. В целом по падению наблюдается увеличение степени деформации и разрушения первичной слоистости. Наблюдаемые деформационные текстуры

осадка в пределах уступа высотой 6 м имеют южное падение по азимуту 190° при углах падения 70° – 75° .

Еленинская площадь

В восточной части Кочкарского антиклинория, на площади отработанной Еленинской россыпи наблюдается несколько обнажений кальцитовых мраморов с ритмичной слоистостью напластования и сложным ансамблем осадочных деформационных текстур (рис. 6). Ориентировка слоистости соответствует пологому западному

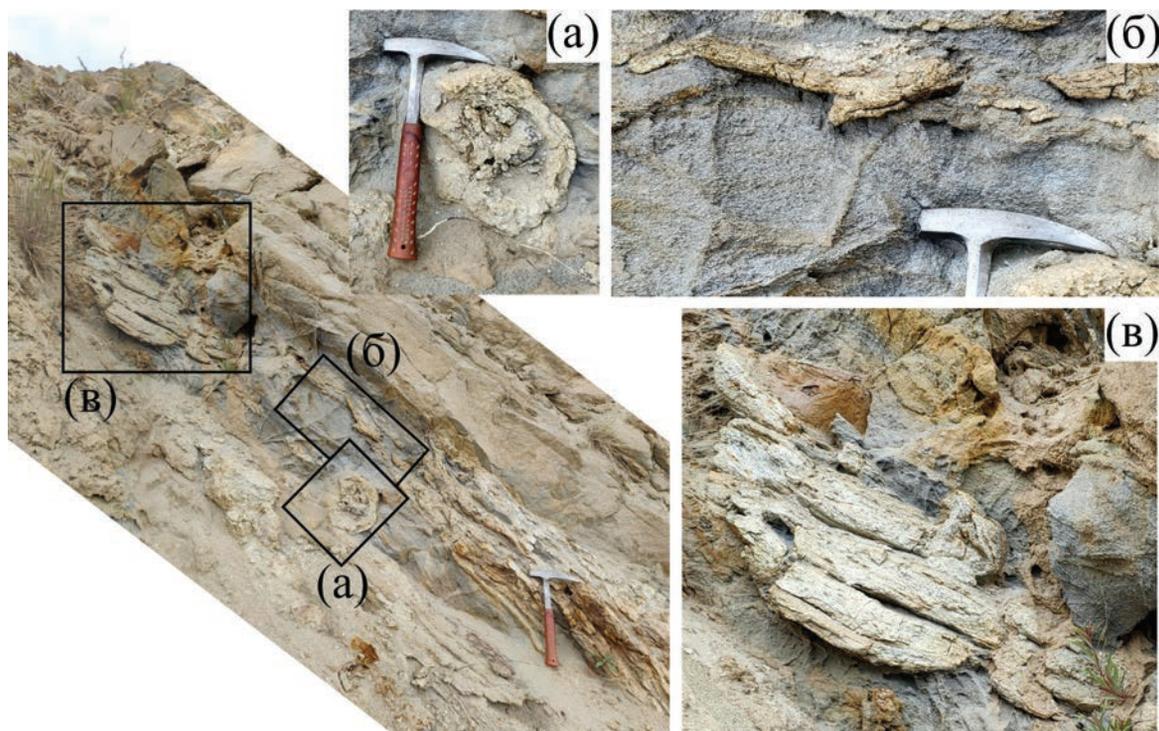


Рис. 5. Деформационные текстуры оползня (а – рулет; б – Z-складки; в – скупивание Z-складок).

падению слоев под углом до 30° . Мраморы средне-крупнозернистые с полосчатой текстурой, обусловленной чередованием прослоев кальцитового (белые) и кальцит-доломитового состава (светло-серые).

В разрезе последовательно чередуются деформированные и недеформированные слои (см. рис. 6а). Так, слой с деформационными текстурами (см. рис. 6б) имеет общую мощность около 1.5 м, сложен чередующимися прослоями мраморов невыдержанной мощности. Прослой кальцитового состава частично растащены и разлинзованы, иногда смяты в линейные складки. Кровля пласта скрыта осыпью, подошва деформирована текстурами нагрузки, проникающими в нижележащий недеформированный слой. Степень деформации осадка нарастает вверх по разрезу, что свидетельствует о возрастании скорости перемещения вышележащих осадков относительно нижележащих. Деформации пластов вызваны оползнем с ламинарным течением осадка без разрушения первичной слоистости. Недеформированный ритмично-слоистый слой с размывом залегает на нижележащем оползне, срезая его деформационные текстуры и складки.

На рис. 6б отчетливо проявлена нарушенная осадочная субпараллельная ритмичная слоистость в пласте мощностью около 2 м. В пласте

чередуются сильно деформированные слои крупнозернистого белого и мелкозернистого серого мрамора. Слоистость характеризуется быстрым изменением мощности, простираения, падения отдельных прослоев и слоев, отчетливо просматриваются Z-образные структуры, расположенные каскадом по падению толщи, структуры вдавливания и выжимания. По восстановлению мощность слоя резко утоняется до мощности слоев подстилающего мрамора. На рис. 6в отмечены текстуры пламени, характерные для деформаций сейсмического происхождения.

ОБСУЖДЕНИЕ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Деформационные текстуры возникают в насыщенных водой неуплотненных осадках, находящихся вблизи поверхности осадконакопления, во время или вскоре после их осадения [Архангельский, 1934; Maltman, 1984; Qiao et al., 1994; Montenat et al., 2007; Van Loon, 2009; Owen, Moretti, 2011; Du, 2011]. Примерами могут служить оползневые текстуры, текстуры нагрузки, конволютная слоистость, текстуры отвода воды и нагнетания осадка, текстуры проседания и обрушения и другие [Атлас..., 1968; Van Loon, 2009;

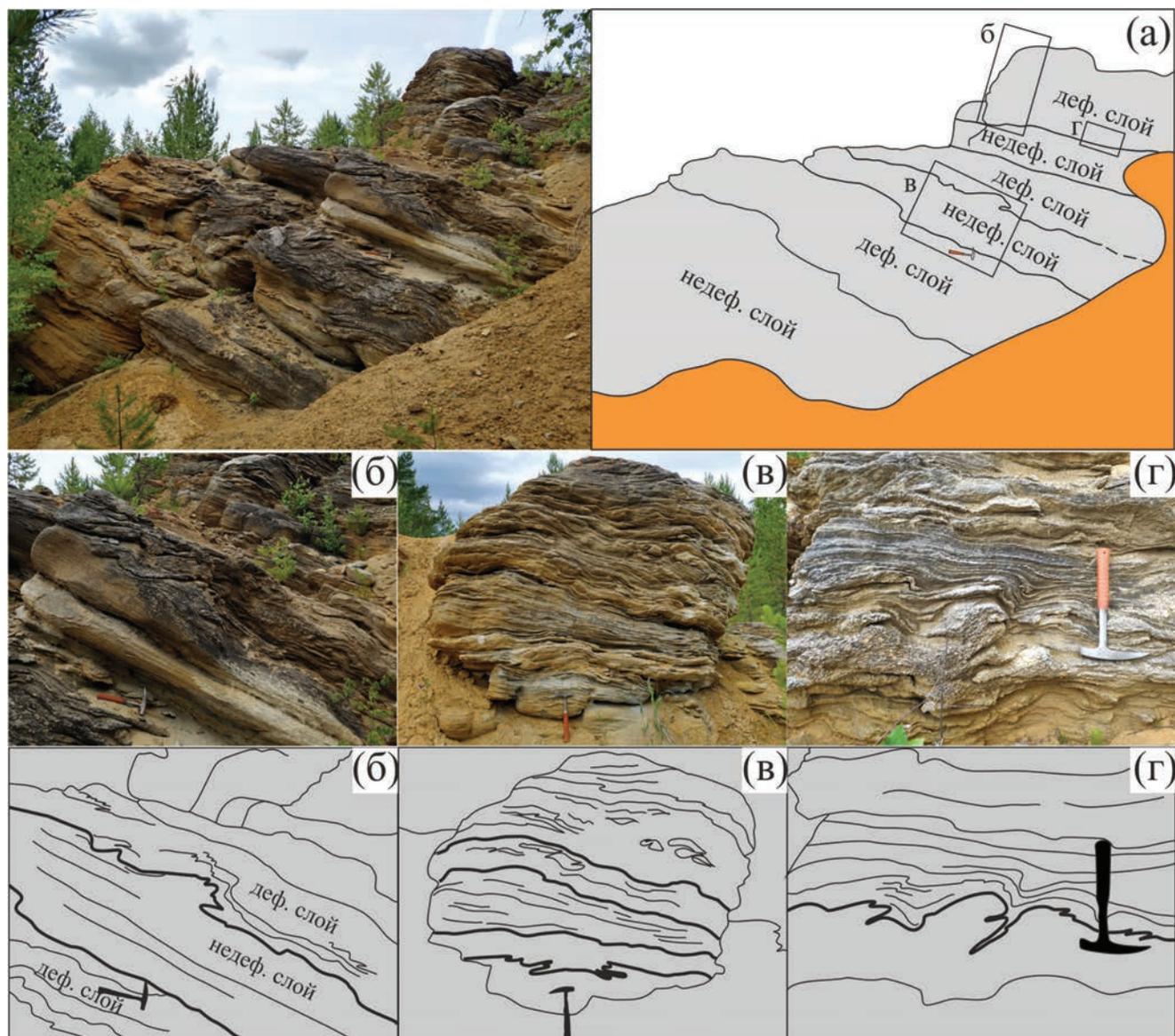


Рис. 6. Оползневые текстуры в карбонатных породах в плотике Еленинской россыпи (вид на юг).

а – ритмичность чередования деформированных и недеформированных слоев; б–г – фрагменты, показывающие: б – взаимоотношения деформированных пластов с недеформированными (ширина изображения 1.5 м), в – резкие изменения мощности слоев в пределах деформированного пласта (высота обнажения около 2 м), г – текстуры пламени.

Owen, Moretti, 2011]. Точно так же существует множество механизмов их образования, включающих активную тектонику, гравитацию, неравномерную нагрузку, различия в текучести, сдвиг водными потоками, биологическими и химическими факторами [Атлас..., 1968; Owen, Moretti, 2011]. Деформационные осадочные текстуры наблюдаются в отложениях различного литологического состава: кремнистых, песчано-глинистых, глинистых, глинисто-карбонатных и карбонатных [Spalluto et al., 2007; Mastrogiacomo et al., 2012;

Alencar et al., 2021; He et al., 2021]. Они встречаются во всех стратифицированных отложениях от докембрия до современных нелитифицированных осадков [Вассоевич, 1935; Верзилин, 1963; Деев и др., 2005; Деев и др., 2012; Гаврилов, 2017; Горожанин, 2019; Николаева и др., 2022; Owen, Moretti, 2008; Moretti, Ronchi, 2011; He et al., 2021].

Светлинский карьер

Совокупность геологических и морфологических признаков свидетельствуют о том, что

описанные выше деформационные текстуры осадка относятся к оползневым, образовавшимся в нелитифицированных терригенно-карбонатных отложениях раннекаменноугольного возраста. В качестве таких признаков можно назвать переслаивание терригенного и карбонатного материала, сложные деформации осадка (быстрое изменение мощности, простираения и падения, растаскивание, скручивание, расплющивание, выжимание, нагнетание, Z-текстуры, расслоение на твердую, жидкую и газовую фазы и др.), общее наклонное залегание в западных румбах.

Карбонатные породы на месторождении представлены мраморами, от мелкозернистых до среднезернистых; прослой и разлинзованные слои терригенного материала сложены кварцитами и микрокварцитами. Признаками деформационной текстуры первоначального осадка в мраморах являются морфология поверхностей и геометрическая форма отдельных тел. Мраморы с низкой степенью метаморфизма лучше сохранили характер взаимоотношений наблюдаемых разновидностей карбонатных осадков, что позволяет отличить текстуры деформаций разжиженного осадка от текстур пластического течения метаморфических пород [Waldron, 2011].

Оползневые текстуры хорошо сохранились на самых верхних горизонтах Светлинского карьера в темных мраморизованных известняках (см. рис. 3) кальцитового состава. На этих же горизонтах к юго-западу они сменяются светлыми мелкозернистыми доломитами с фаунистическими остатками визейского возраста, также с фрагментами оползневых структур. Появление доломитов объясняется дометаморфическим Mg-метасоматозом по известнякам [Кисин и др., 2022].

Оползневые текстуры в терригенно-карбонатных породах прослеживаются в борту карьера на глубину около 100 м. С глубиной быстро растет и уровень метаморфизма пород: фаунистические остатки в карбонатных породах исчезают уже на втором сверху уступе, а ниже в них появляются флогопит, мусковит, зеленый турмалин, тремолит, паргасит, фторопатит, пирит, пирротин, сфалерит, аподоломитовый тальк и другие минералы. Осадочные оползневые структуры наблюдаются в рисунках в мраморах, почти идентичных рисункам оползневых текстур в терригенно-карбонатных породах на верхних уступах карьера. Следовательно, зональный метаморфизм

частично наложен и на оползневые структуры, с образованием мраморов и сопутствующей минерализацией.

Наблюдаемая в карбонатных отложениях Светлинского месторождения конволютная слоистость имеет сейсмическое происхождение и, вероятно, связана с разжижением и деформацией осадка при землетрясении. Подобные текстуры типичны для осадков в сейсмически активных областях и относятся к текстурам внедрения осадка, испытавшего разжижение под воздействием сейсмического удара [Деев, 2012; Николаева, 2022 Montenat et al., 2007; Owen, Moretti, 2011]. Предполагается, что для такого рода деформаций [Carter, 1988] необходимы сейсмические толчки магнитудой не менее $M 5$ (по шкале Рихтера) и локальным пиковым ускорением грунта (PGA, Peak ground acceleration) не менее 0.2 g (1 g равно 9.81 м/с^2).

Еленинская площадь

Установленные здесь деформационные текстуры осадка не могут быть объяснены иначе, как текстурами, вызванными гравитационным оползанием осадков. Здесь отчетливо проявлена тонкая осадочная субпараллельная ритмичная слоистость. На породах с подобной текстурой залегают сильно деформированные породы того же состава. Первичная слоистость в последних характеризуется быстрым изменением мощности, простираения, падения слоев; отчетливо выявляются Z-образные текстуры, расположенные каскадом по падению толщи. По восстанию пласта мощность его резко уменьшается до мощности слоев подстилающего мрамора.

Ритмичное чередование деформированных и недеформированных слоев наблюдаемое в обнажении Еленинской россыпи, характерно для осадков сейсмически активных областей, где периоды сейсмической активности сменяются периодами спокойного осадконакопления [Moretti, 2007]. Спускным механизмом оползней здесь, с высокой степенью вероятности, являются сейсмические события, поскольку в основании одного из оползней встречены текстуры пламени, свидетельствующие о локальном разжижении карбонатного осадка [Деев, 2010, Spalutto et al., 2007].

Деформационные текстуры осадка и их характеристики указывают на постседиментационное разжижение карбонатных осадков. В связи с ограничением по простираению и по падению исследованных обнажений в горных выработках,

крутым залеганием пластов и невозможностью корреляции обнажений, сделать выводы о спусковом механизме, вызвавшем образование тех или иных деформационных текстур осадка, не всегда представляется возможным. Вероятно, большая часть оползней связана с гравитационным оползанием осадка вследствие изменения наклона дна и (или) неравномерной нагрузки на осадок.

ВЫВОДЫ

В нижнекаменноугольных терригенно-карбонатных отложениях Кочкарского антиклинория установлены деформационные текстуры осадка (оползни) как несейсмического происхождения, так и связанных с палеосейсмическими событиями. Процесс накопления осадков сопровождался изменением уклона дна морского бассейна и землетрясениями. В оползнях сохранилась первичная слоистость осадков, которая свидетельствует о пологом уклоне дна морского бассейна, незначительном переносе осадков, низкой энергии оползня, недостаточной для образования турбулентных потоков, поэтому деформации осадков в основном связаны с ламинарным течением.

Возникновение мелководного морского бассейна на площади Кочкарского антиклинория, по предположению авторов, объясняется образованием надвигов в связи с началом позднепалеозойской уральской коллизии и опусканием прилегающих участков коры лежащего бока под действием вертикальной нагрузки. Изменение уклона дна морского бассейна и сейсмичность надвиговых зон вызвали возникновение подводных оползневых текстур и сейсмиков в нелитифицированных терригенно-карбонатных осадках. Позднее, уже в литифицированном состоянии, карбонатные отложения в составе стратиграфического разреза оказались включены в тектоническую структуру Кочкарского антиклинория и, по мере развития Уральской коллизии, стали неотъемлемой частью обрамления гранито-гнейсовых куполов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках темы ИГГ УрО РАН “Рудообразующие процессы и закономерности размещения месторождений полезных ископаемых во внутриплитных коллизионно-складчатых поясах” (номер госрегистрации 123011800011-2).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Архангельский А.Д. Сернистое железо в отложениях Черного моря // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1934. Т. XII. № 3. С. 431–440.

Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Часть 2. Карбонатные породы / Под ред. А.В. Хабакова. М.: Недра, 1968. 700 с.

Болтыров В.Б., Пыстин А.М., Огородников В.Н. Региональный метаморфизм пород северного обрамления Санарского гранитного массива на Южном Урале // Труды Свердловского горного института. 1973. Вып. 91. С. 53–66.

Вассоевич Н.Б., Коротков С.Т. К познанию явлений крупных подводных оползней в олигоценовую эпоху на Северном Кавказе // Труды Нефтяного геолого-разведочного института. Серия А. 1935. Вып. 52. 46 с.

Верзилин Н.Н. Влияние древних землетрясений и мутьевых потоков в меловом периоде на особенности осадконакопления в прибрежных частях Ферганского бассейна // Дельтовые и мелководно-морские отложения. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 149–154.

Гаврилов Ю.О. Влияние палеосейсмических событий на строение осадочных толщ и процессы раннего литогенеза в разных по составу отложениях мезозоя–кайнозоя Северо-Восточного Кавказа // Труды Института геологии Дагестанского НЦ РАН. 2017. № 69-2. С. 4–11.

Геология СССР. Т. XII. Ч. I. Кн. 2 / Под ред. П.И. Аладинского, В.А. Перваго, К.К. Золоева. М.: Недра, 1969. 304 с.

Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Подводно-оползневые структуры в отложениях янгантауской свиты в Юрюзано-Сылвенской впадине Предуралья // Геологический вестник. 2019. № 2. С. 32–41.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-XIII (Пласт). Объяснительная записка / Глав. ред. А.В. Жданов. М.: Московский филиал ФГБУ “ВСЕГЕИ”, 2018. 205 с.

Деев Е.В., Гибшер А.С., Чигвинцева Л.А. и др. Микросейсмодислокации (сейсмиды) в плейстоценовых осадках Горного Алтая // Докл. АН. 2005. Т. 403. № 1. С. 71–74.

Деев Е.В., Зольников И.Д., Староверов В.Н. Отражение быстрых геологических процессов в отложениях

- и текстурах (на примере разновозрастных комплексов Северной Евразии) // Литосфера. 2012. № 6. С. 14–35.
- Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
- Кейльман Г.А., Болтыров В.Б., Бурьян Ю.И. и др. К вопросу о структурной эволюции Кочкарского антиклинория // Геология метаморфических комплексов Урала // Труды Свердловского горного института. Вып. 91. 1973. С. 38–45.
- Кисин А.Ю., Коротеев В.А. Блоковая складчатость и рудогенез. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 346 с.
- Кисин А.Ю., Притчин М.Е., Озорнин Д.А. Геолого-структурная позиция Светлинского месторождения золота (Южный Урал) // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 369–376.
<https://doi.org/org/10.31897/PMI.2022.46>
- Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне–ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 189 с.
- Николаева С.Б., Толстобров Д.С., Королева А.О. и др. Гравитационные потоки в позднеледниковых морских отложениях реки Ура (Баренцевоморское побережье, Кольский регион) и их связь с сейсмичностью // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2022. Вып. 9. С. 175–180.
- Смирнов Г.А. Материалы к палеогеографии Урала. Визейский ярус // Труды Горно-геологического института Уральского филиала АН СССР. 1957. Вып. 29. 119 с.
- Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. Минералогия шовных зон Урала. Ч. 1. Кочкарский рудный район. Екатеринбург: УГГГА, 2004. 216 с.
- Смолин Д.А. Структурная документация золоторудных месторождений. М.: Недра, 1975. 240 с.
- Сначев В.И., Шулькин Е.П., Муркин В.П., Кузнецов Н.С. Магматизм Восточно-Уральского пояса Южного Урала. Уфа: УОП БНЦ УрО АН СССР, 1990. 179 с.
- Сначев В.И. Петрохимические особенности, условия метаморфизма и рудоносность карбонатных пород Кочкарского антиклинория (Южный Урал) // Нефтегазовое дело. 2022. Вып. 3. Т. 20. С. 6–16.
- Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 237 с.
- Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 288 с.
- Alencar M.L., Correia Filho O.J., de Miranda T.S. et al. Soft-sediment deformation structures in Aptian lacustrine laminites: Evidence of post-rift paleoseismicity in the Araripe basin, NE Brazil // J.S. Am. Earth Sci. 2021. V. 105. 102955.
- Carter D.P., Seed H.B. Liquefaction Potential of Sand Deposits Under Low Levels of Excitation. Berkeley: Earthquake Engineering Research Center University of California, 1988. 119 p.
- Du Y.S. Discussion about studies of earthquake event deposit in China // J. Palaeogeogr. 2011. V. 13(6). P. 581–590.
- He B.Z., Jiao C.L., Cai Z.H. et al. Soft-sediment deformation structures (SSDS) in the Ediacaran and lower Cambrian succession of the Aksu area, NW Tarim Basin, and their implications // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2021. V. 567. 110237.
- Maltman A. On the term ‘soft-sediment deformation’ // J. Struct. Geol. 1984. V. 6(5). P. 589–592.
- Mastrogiacomo G., Moretti M., Owen G., Spalluto L. Tectonic triggering of slump sheets in the Upper Cretaceous carbonate succession of the Porto Selvaggio area (Salento Peninsula, Southern Italy): Synsedimentary tectonics in the Apulian Carbonate Platform // Sediment. Geol. 2012. V. 269–270. P. 15–27.
- Montenat C., Barrier P., Estevou P.O., Hibsich C. Seismites: an attempt at critical analysis and classification // Sediment. Geol. 2007. V. 196(1–4). P. 5–30.
- Moretti M., Sabato L. Recognition of trigger mechanisms for soft-sediment deformation in the Pleistocene lacustrine deposits of the Sant-Arcangelo Basin (Southern Italy): Seismic shock vs. overloading // Sediment. Geol. 2007. V. 196(1–4). P. 31–45.
- Moretti M., Ronchi A. Liquefaction features interpreted as seismites in the Pleistocene fluvio-lacustrine deposits of the Neuquen Basin (Northern Patagonia) // Sediment. Geol. 2011. V. 235(3–4). P. 200–209.
- Owen G., Moretti M. Determining the origin of soft-sediment deformation structures: A case study from Upper Carboniferous delta deposits in south-west Wales, UK // Terra Nova. 2008. V. 20(3). P. 237–245.
- Owen G., Moretti M. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands // Sediment. Geol. 2011. V. 235(3–4). P. 141–147.
- Qiao X.F., Song T.R., Gao L.Z. et al. Seismic sequence in carbonate rocks by vibration liquefaction // Acta Geologica Sinica. 1994. V. 7. Iss. 3. P. 243–265.
- Spalluto L., Moretti M., Festa V., Tropeano M. Seismically-induced slumps in Lower-Maastrichtian peritidal carbonates of the Apulian Platform (southern Italy) // Sediment. Geol. 2007. V. 196(1–4). P. 81–98.
- Van Loon A.J. Soft-sediment deformation structures in siliciclastic sediments: An overview // Geologos. 2009. V. 15(1). P. 3–55.
- Waldron J.W.F., Gagnon J.-F. Recognizing soft-sediment structures in deformed rocks of orogens // J. Struct. Geol. 2011. V. 33(3). P. 271–279.

LANDSLIDE SEDIMENT STRUCTURES IN THE LOWER CARBONIFEROUS TERRIGENOUS-CARBONATE DEPOSITS OF THE KOCHKARSKY ANTICLINORIUM (SOUTHERN URALS)

M. E. Pritch^{1,*}, A. Y. Kisin^{1,**}, D. A. Ozornin^{1,***}

¹Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Akad. Vonsovsky str., 15, Yekaterinburg, 620110 Russia

**e-mail: pritchin@igg.uran.ru*

***e-mail: kissin@igg.uran.ru*

****e-mail: mr.ozornin@mail.ru*

The metamorphic framing of the granite-gneiss domes of the Kochkarsky anticlinorium (Southern Urals) includes a lower carboniferous terrigenous-carbonate strata that has experienced zonal metamorphism in conditions from epidote-amphibolite to greenschist facies. Numerous deformation structures of the sediment were found in the carbonate section of the marbles uncovered by the quarry at the Svetlinskoe gold deposit and in the bedrock of the Eleninskaya placer. The main types of structures are represented by landslides associated with the laminar flow of sediment, less often by seismites of various morphologies. The mechanism of formation of these structures is associated with the underwater gravitational landslide of an unconsolidated sediment caused by a change in the slope of the sea bottom and the impact of earthquakes. The source of seismic activity was regional faults limiting the anticlinorium, and probably the formation of granite-gneiss domes. The discovery of landslides and seismites in the terrigenous-carbonate strata of the anticlinorium gives an indication of the paleotectonic environment of its formation in the conditions of the Late Paleozoic Ural collision. The structural position of carbonate rocks in the anticlinorium indicates the shallow depth of formation of the granite-gneiss domes composing it.

Keywords: deformation structures, landslides, seismites, Lower Carboniferous, Kochkarsky anticlinorium, collision