

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Поступила в редакцию 29.04.2025 г.

Принята к публикации 24.07.2025 г.

EDN: IQFVGP

УДК 556.3:552.54:552.578(470.13)

Майдль Т.В., Ульныров И.Л., Нечаев М.С.

Институт геологии им. академика Н.П. Юшкина Федерального исследовательского центра «Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук» (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН), Сыктывкар, Россия, maydl@geo.komisc.ru, ulnyrov_iv@mail.ru, m.s.nechaev@ro.ru

РОЛЬ ЭПИГЕНЕЗА В ФОРМИРОВАНИИ НИЖНЕДЕВОНСКОГО КАРБОНАТНОГО РЕЗЕРВУАРА ВАЛА ГАМБУРЦЕВА (ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)

На основании литолого-минералогического анализа и особенностей распределения изотопов С, О и элементов Sr, Ba, F в карбонатных толщах нижнедевонского природного резервуара вала определены основные эпигенетические процессы в породах, охарактеризованы условия их прохождения и предложены концептуальные модели эпигенеза, удовлетворяющие этим условиям. Исследования демонстрируют значительный вклад в формирование современного облика и свойств пород процессов доломитизации, сульфатизации, дедоломитизации, карстификации и др. Для моделирования результатов этих процессов в нижнедевонской толще вала Гамбурцева (Варандей-Адзвинская структурно-тектоническая зона) предлагается использовать реакционно-транспортные модели доломитизации рефлюкса, гидротермальной доломитизации и модели диагенеза метеорными и другими реакционными ненасыщенными по карбонатам флюидами.

Ключевые слова: карбонатные и карбонатно-сульфатные породы, нижнедевонский природный резервуар, постседиментационные изменения, изотопы С и О, микроэлементы Sr, Ba, F, модель эпигенеза, вал Гамбурцева, Варандей-Адзвинская структурно-тектоническая зона, Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция.

Для цитирования: Майдль Т.В., Ульныров И.Л., Нечаев М.С. Роль эпигенеза в формировании нижнедевонского карбонатного резервуара вала Гамбурцева (Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. - 2025. - Т.20. - №3. - https://www.ngtp.ru/rub/2025/26_2025.html EDN: IQFVGP

Введение

Прогноз строения природного резервуара и основного (эмерджентного) его свойства - динамики флюидных потоков, требует интеграции исследований фациальных, литогенетических и структурных процессов, формирующих природный резервуар как единое геологическое тело. В последние десятилетия публикации, посвященные этой тематике, демонстрируют возрастание интереса к исследованиям, ориентированным на разработку концептуальных и цифровых «моделей диагенеза» [Mesozoic and Cenozoic..., 2010; Hollis, 2011; Agar, Geiger, 2014]. Как известно, в англоязычной литературе к диагенезу относят широкий интервал изменений - от отложения осадка до метаморфизма. В отечественном варианте этому представлению наиболее соответствует понятие «эпигенеза» как термина общего пользования, включающего постседиментационные изменения стадийного и

наложенного типов [Сергеева, 2004].

Породы-коллекторы продуктивных толщ верхнего силура - нижнего девона (S_2-D_1) северо-востока Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции представлены практически исключительно вторичными доломитами, в формировании пустотного пространства которых принимают участие поры, каверны и трещины [Майдль, 1989; Душин и др., 2015; Жемчугова, Маслова, 2020; Ульныров, Майдль, 2023; Ульныров, Нечаев, 2024; Майдль и др., 2024а, 2024б]. Коллекторские параметры в доломитовых породах сильно варьируют и зависят от прохождения процессов доломитизации и/или рекристаллизации относительно исходной кристаллической структуры и образования вторичной пористости. Последовательность изменений и относительное время доломитизации и других эпигенетических процессов важны для понимания происхождения пористости в любом конкретном теле доломитов.

Возможно, из-за всеобщего признания, что для доломитизации необходимы особые геохимические условия, исследования эпигенеза пород в природных обнажениях сосредоточены на геохимии доломитизирующих флюидов, на интерпретации данных о содержании малых элементов, стабильных изотопов и предполагаемых способах поступления флюидов в породу. Созданные на этой основе модели отличались значительным упрощением, не учитывали динамику процесса и не предлагали количественных решений.

Крупные доломитовые тела – обычное явление в горных породах, и большинство исследователей считают их результатом реакции замещения с участием поровых вод, приносящих Mg и удаляющих Ca [Land, 1985; Machel, Mountjoy, 1986; Hardie, 1987]. В последние годы возрастает понимание того, что доломитизация путем замещения требует не только благоприятных геохимических условий, но и эффективного механизма циркуляции потоков жидкости. Большинство современных моделей генезиса массивных доломитов по существу являются гидрологическими [Machel, 2004].

Создание количественных концептуальных моделей доломитизации происходит на основе аналитических исследований условий протекания процесса и численного моделирования разных форм протекания жидкости, взаимодействия породы и воды. Проблемы прогноза геометрии доломитовых тел, их связности и распределения в них коллекторских свойств решаются с помощью цифровых количественных моделей реактивного транспорта (RTM). Они объединяют геохимические условия и реакции с характером флюидных потоков и основаны на исследовании процессов доломитизации и связанных с ними диагенетических реакций в карбонатах. Существующие модели можно дифференцировать по трем фундаментальным драйверам, которые управляют циркуляцией флюидов, необходимых для доломитизации: высотный (топографический) градиент напора

метеорной и/или морской воды; градиенты плотности жидкости из-за изменений солёности и/или температуры; градиент давления седиментационного и/или тектонического уплотнения. Потоки жидкости (циркуляция) обычно являются продуктом одновременного воздействия нескольких различных движущих сил. К настоящему времени разработаны модели доломитизации для четырех гидрогеологических систем: 1) рефлюкса рассола, 2) зоны смешения, 3) геотермальной циркуляции и 4) гидротермальной циркуляции, контролируемой разломами [Jones et al., 2002; Whitaker, Smart, 2007; Whitaker, Xiao, 2010; Whitaker, Smart, Jones, 2004; Whitaker et al., 1994, 2002; Xiao et al., 2013]. С осознанием исследователями многофакторности процесса все больше усилий направляется на разработку адекватных действительности «комбинированных» моделей.

Цифровое моделирование процесса требует также и более обоснованного подхода к построению концептуальных моделей эпигенеза и пересмотру уже существующих, так как лежащие в их основе представления со временем претерпевают существенные корректировки. В этой связи литологические и геохимические исследования карбонатных пород нижнепалеозойского комплекса и, в частности, S_2 - D_1 продуктивных отложений, как и заключенных в них пластовых вод, являются актуальными. Важно также не ограничивать исследование описанием вторичных изменений пород, в лучшем случае разделяя их по стадиям диагенеза, катагенеза и гипергенеза, а пытаться выяснять генетические стороны процессов. Однако решение вопроса, в каких условиях эпигенез приводит к растворению и увеличению пористости, а в каких к ее цементации, для сложных нелинейных геологических систем часто очень неоднозначно.

Проблемы такого рода авторы пытались решить с целью создания концептуальной модели эпигенеза нижнедевонского (S_2 - D_1) природного резервуара вала Гамбурцева. В основу работы положены материалы, полученные при исследовании образцов керна глубоких скважин вала Гамбурцева. Рассматривались отложения лохковского яруса нижнего девона и связанные с ними в единый резервуар верхние пачки гребенского горизонта.

Обобщены результаты литологического исследования шлифов (более 300) и химического анализа проб по опорным скважинам и ряду дополнительных разрезов. В пробах из керна отдельных скважин (более 50) определялись содержания Ba, Sr, F и стабильных изотопов углерода и кислорода в карбонатах. Привлекались результаты электронно-микроскопических анализов и публикации по тематике исследований.

Геологическая характеристика района исследования

Варандей-Адзвинская структурно-тектоническая зона (ВАСЗ) ограничена с запада Хорейверской впадиной, с востока - Кортаихинской впадиной, с юга - грядой Чернышева (рис. 1).

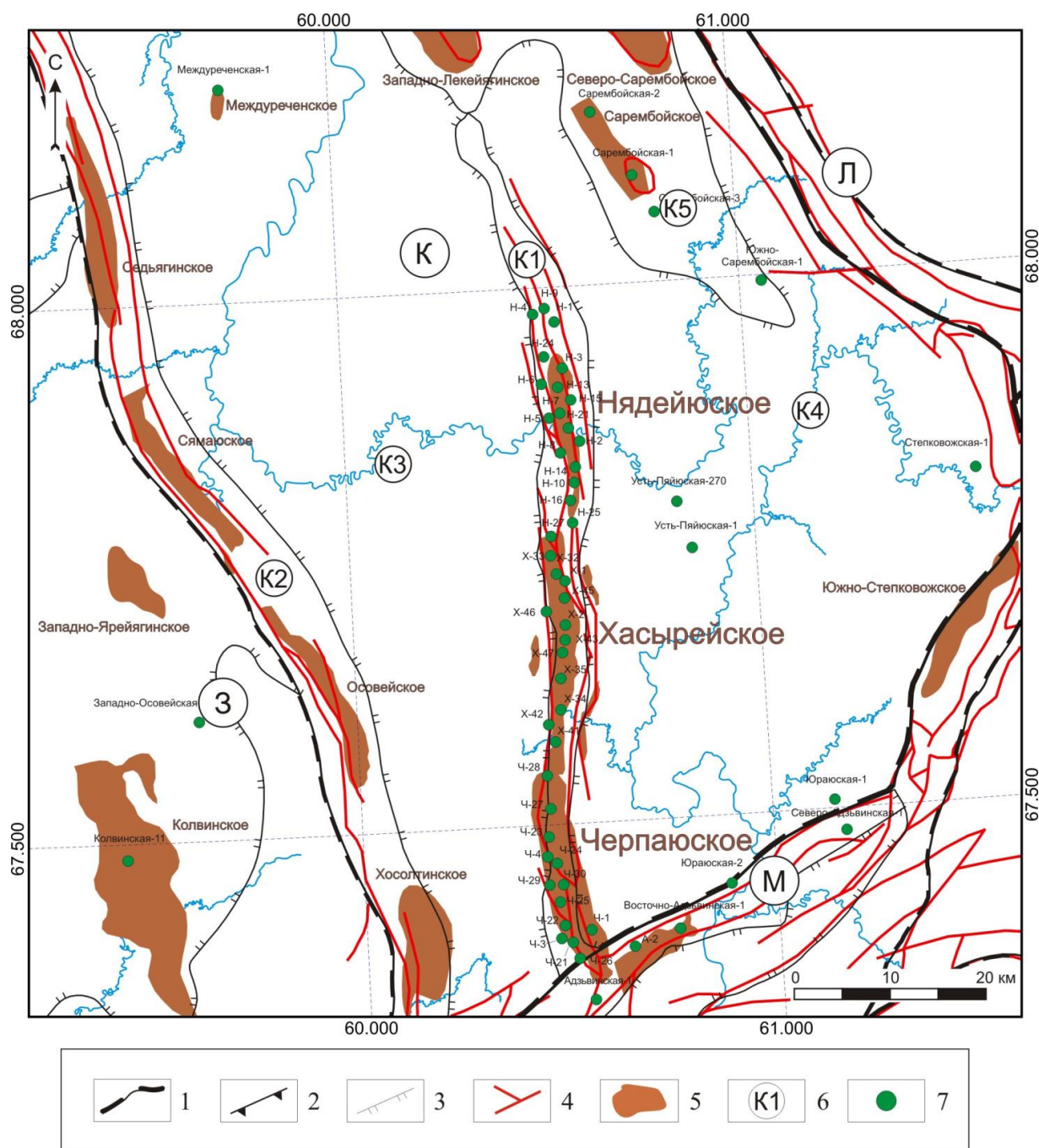


Рис. 1. Фрагмент карты района исследований и схема расположения скважин
(по [Прищепа и др., 2011] с дополнениями)

1-3 - границы тектонических элементов: 1 - надпорядковых, 2 - первого порядка, 3 - второго порядка; 4 - разрывные нарушения; 5 - нефтяные месторождения; 6 - номера тектонических элементов: К - ВАСЗ: К1 - вал Гамбурцева, К2 - вал Сорокина, К3 - Мореюская депрессия, К4 - Верхнеадзвинская депрессия, К5 - Сарембой-Леккейягинская зона, 3 - Хорейверская впадина, М - гряда Чернышева, Л - Кортаихинская впадина; 7 - номер скважины.

По нижнепалеозойскому комплексу отложений зоны некоторые исследователи выделяют авлакоген, который формировался между Большеземельским и Кортаихинским блоками и раскрывался в сторону Урала [Сотникова, 2009; Ступакова, 2017]. Его строение описывают моделью ассиметричного континентального рифта, крупный пологий сброс которого, обращенный в сторону Урала, осложнен системой мелких листрических сбросов, а

на крыле, примыкающем к жесткому блоку фундамента Большеземельского свода, доминировал уступ [Ступакова, 2017]. Современный структурный план ВАСЗ тесно связан с заложением и геологической эволюцией Уральской и Пай-Хойской складчато-надвиговых систем. Вал Гамбурцева расположен в центральной части ВАСЗ и представляет собой ряд привзбросо-надвиговых структур, приуроченных к кулисообразно подставляющим друг друга тектоническим нарушениям [Малышев, 2002].

Валы ВАСЗ образовались в условиях тангенциального сжатия во фронтальных частях взбросо-надвигов. Наряду с реактивированными древними разломами в структуре надвига выделяются и более молодые разрывы. Сместители этих разрывов обычно выполаживаются в основании осадочного чехла и обладают горизонтальной сдвиговой составляющей. Для вала Гамбурцева горизонтальная составляющая часто становится ведущей, т.е. в его образовании преобладали условия сжатия со сдвигом (транспрессии). Таким образом, формирование структурного облика вала Гамбурцева, начавшееся в режиме растяжения рифтогенеза, прерванное инверсией и размывом в среднедевонское время, завершилось сжимающими напряжениями, обусловленными коллизионными процессами Урала и Пай-Хоя на рубежах перми-триаса и триаса-юры. Важно, что данный режим обеспечивал не только облик структур (в форме «цветка»), но и отвечал за увеличение гидравлического градиента в зоне надвига при сжатии, и наращивал объем пустот в породах при растяжении (дилатансии) толщ [Малышев, 2002; Стефанов, 2010].

Согласно существующим представлениям, эволюция бассейна проходила в тесной связи с заложением и развитием Уральского палеоокеана и геодинамических обстановок внутриплитных палеорифтовых зон ([Тимонин, 1998; Малышев, 2002; Тимонин, Юдин, Беляев, 2004; Ступакова, 2017] и др.). Формирующаяся на пассивной окраине Печорской плиты карбонатная платформа уже к середине силура приобрела характер обрамленной плосковершинной платформы, и фазы активизации внутриплатформенного рифтинга позднего силура и раннего девона влияли в основном на ее внутреннюю область, образуя здесь сложнопостроенную платформу, состоящую из впадин и их рамповых склонов, компенсирующих погружение впадин осадками. Это накладывало отпечаток на характер седиментации и особенности заполнения бассейна осадками, определяя и тип формирующейся карбонатной платформы, и особенности диа- и эпигенетических процессов, преобразующих в последующем платформу в природный резервуар. В ее строении выделялись поднятия на устойчивых блоках фундамента, впадины с компенсированным осадками погружением и их рамповые склоны. Анализ данных изучения разрезов нижнего девона северо-восточных площадей дает основание полагать для осадочной толщи овинпармского горизонта преимущественно рамповую модель карбонатного склона с

меняющимся локально и во времени профилем в зависимости от общего и локальных градиентов уклона дна, от преобладающего типа карбонатного производства и его интенсивности [Майдль, Нечаев, 2024]. Слагающие рамп отложения нижнего девона представлены овинпармским и сотчемкыртинским горизонтами лохковского яруса (D_{1or-sk}). К овинпармскому горизонту относят известняково-доломитовую толщу, разделяемую на ряд пачек. Сотчемкыртинскому горизонту соответствуют глинисто-доломитовая и ангидрито-доломитовая толщи. Нижнедевонские толщи с размывом залегают на отложениях гребенского горизонта верхнего силура. Несогласие и значительный перерыв отмечаются и в кровле нижнедевонской толщи, перекрытой глинами верхнего девона [Юрьева, 2020].

Литолого-геохимическая характеристика отложений

Описание отложений комплекса приведено для всего вскрытого нижнедевонского разреза вала, включая и верхнесилурийские толщи, частично участвующие в строении резервуара на Хасырейской и Черпаюской площадях. Снизу вверх по разрезу выделяются следующие пачки и толщи.

Толща гердьюского горизонта (S_{2gj}) в основном сложена глинистыми и доломитовыми известняками и известковыми доломитами и не имеет признаков массового развития вторичных доломитов. Величина $\delta^{13}C$ варьирует от -1,58 до -7,4‰, при меньшей изменчивости $\delta^{18}O$ - 24,74–26,53‰. Облегчение изотопного состава обычно синхронно демонстрируют оба параметра.

Интервал массовой вторичной доломитизации и вторичной пористости коллекторов расположен в кровле толщи гребенского горизонта (S_{2gr}) разрезов Черпаюской и Хасырейской структур. Большинство доломитов здесь имеют признаки «сверх-доломитизации» (по [Lucia, 1999] содержание доломита в породе более 90%). Ниже «фронта доломитизации» их сменяют в разной степени глинистые и доломитовые известняки. Изотопы кислорода в породах гребенского горизонта (S_{2gr}) демонстрируют очень незначительные вариации от 27,19 до 26,05‰ и лишь в кровле облегчены до 24,72‰. Состав изотопов углерода незначительно меняется от -1,49 до -0,41‰.

Вещественный состав и мощность известняково-доломитовой толщи овинпармского горизонта (D_{1or-id}) в пределах вала изменяются в направлении с севера на юг. На Нядейюской площади толща характеризуется повышенными мощностями (до 300-400 м) и преимущественно известняковым (интервалами глинисто-известняковым) составом. Доломиты и доломитовые известняки присутствуют здесь в подчиненном количестве, и лишь в кровле выделяется мощная зона массивной доломитизации - доломитовая пачка (70-80 м), сложенная тонко-, мелкозернистыми доломитами и разно-кристаллическими доломитами замещения илово-биоморфно-детритовых и илово-детритовых известняков. В

разрезах Хасырейской и Черпаюской площадей известняковые породы толщи практически полностью замещены доломитами. В большинстве разрезов Черпаюской площади толща с несогласием перекрыта глинами тиманского горизонта (D_{3tm}) и представлена вторичными доломитами. Доля кальцита в доломитовых породах составляет лишь 1-6%. По содержанию нерастворимого остатка (н.о.) выделяются породы, практически лишенные терригенного компонента (н.о. $\leq 3\%$), глинисто-алевритистые разности (н.о. 7-20%) и карбонатно-терригенные породы (н.о. 57-88%). Величина $\delta^{13}C$ меняется от -3,83 до 0,03‰, значения изотопного состава кислорода колеблются в пределах 26,34–27,68‰.

В разрезах Хасырейской площади овинпармский горизонт (D_{1or}) также практически полностью представлен вторичными доломитами. Севернее, на Нядейюской структуре, его состав меняется. Здесь он сложен известняками в разной степени глинистыми и доломитовыми. В отличие от Черпаюской и Хасырейской площадей, где зона вторичной доломитизации охватывала практически весь объем овинпармского и верхних пачек гребенского горизонтов, на Нядейюской структуре отмечается сокращение интервалов массивной вторичной доломитизации, ограниченной лишь верхней частью разрезов и изменчивой по мощности. Содержания стронция и бария в известняках близки к кларковым, содержания фтора - высокие, как и во всем разрезе. Пачка вторичных доломитов здесь является основной продуктивной толщей. Однако доломитизация не сказалась на изотопном составе пород. И вторичные доломиты пачки, и залегающие ниже менее измененные известняки мало отличаются по значениям изотопов. Величины $\delta^{13}C$ составляют -1,15–0,57‰ в доломитах и -0,57...0,04‰ в известняках, а значения $\delta^{18}O$ меняются от 23,16...27,08‰ для доломитов и 23,70...26,12 ‰ для известняков.

Толща сотчемкыртинского горизонта (D_{1sk}), с размывом перекрытая отложениями тиманского горизонта верхнего девона (D_{3tm}), присутствует в разрезах вала в разном объеме. В наиболее полных разрезах снизу вверх выделяются глинисто-доломитовая (D_{1sk_gd}) и ангидрито-доломитовая (D_{1sk_ad}) пачки, внутри которых в неравной степени развиты различные проявления древних карстовых систем.

Глинисто-доломитовая толща сотчемкыртинского горизонта (D_{1sk_gd}) сложена переслаиванием доломитов тонко-слоистых микробиально-водорослевых, остракодово-водорослевых, «узорчатых», в разной степени глинистых, прослоями до доломитового мергеля и аргиллита. Ангидрито-доломитовая толща завершает нижнедевонский разрез вала. В ряде скважин Хасырейского и Черпаюского месторождений толща (D_{1sk_ad}) выклинивается до полного исчезновения. Она сложена чередующимися прослоями пород сульфатно-карбонатного преимущественно ангидритово-доломитового состава, микро-тонкокристаллических доломитов, доломитовых мергелей и аргиллитов.

В кровле и внутри сотчемкыртинской свиты, на разных уровнях ее разреза, выделяются интервалы развития глинисто-карбонатных и карбонатных брекчий девонского карста. На Хасырейской и в меньшей степени на Черпаюской площадях вала Гамбурцева преобладают реликты осадочного и обломочного выполнения карстовых каналов-пещер, карстовые брекчии коллапса, пустоты, трещины и каверны, частично или полностью заполненные элювием («зеленой глиной»).

В разрезах Хасырейской и Черпаюской площадей породы пачки D_{1sk_ad} характеризуются переменным составом. Содержание н.о. меняется от 4,3 до 17%, как и содержание сульфатов (SO₄), которое составляет в большинстве проб доли процента, а в отдельных интервалах разреза 2-7% (сульфатные пласты в толще детально не изучались). Доля нормативного доломита достигает 80-90%. Отдельные пробы демонстрируют преобладание в составе пород кальцита над доломитом, что, вероятно, связано с процессом «дедоломитизации» (кальцитизации). Толща отличается аномальными содержаниями стронция, и прежде всего, в породах ангидрито-доломитовой пачки (Sr до 2500 г/т). В пробах брекчий, имеющих известково-доломитовый состав, аномалии более редки и достигают лишь 1200 г/т. Часто пробы с высоким содержанием стронция аномальны также по барии и фтору. Изотопы пород облегчены, в ряде случаев до аномалий $\delta^{13}\text{C}$ (до -9...-10,5‰), и $\delta^{18}\text{O}$ (до 12,7...15,3‰).

В разрезах Нядейюской структуры (скважины 10-, 13-Нядейюская) брекчии сосредоточены в кровле сульфатной пачки, мощность которой увеличивается в северном, северо-восточном направлениях. Гипсы и ангидриты приурочены к верхней половине сотчемкыртинского горизонта и имеют эвапоритовый облик. Помимо сульфатов присутствуют прослои и слои смешанного карбонатно-терригенного состава. В кровле доломиты часто замещены кальцитом. Породы пачки обогащены стронцием (до 1200-2500 г/т), барием (до 230-270 г/т), фтором (до 3000-4000 г/т).

Глинисто-доломитовая пачка (D_{1sk_gd}) отличается крайне низкими содержаниями стронция и бария (Sr - 60-110 г/т; Ba - 40-360 г/т), но локально обогащена фтором (от 250-700 до 3500 г/т). Изотопный состав пород свиты в целом изменчив ($\delta^{13}\text{C}$ 1,8...-8,3‰; $\delta^{18}\text{O}$ 28,07...20,57‰). Для сульфатно-карбонатной пачки в разрезе скв.13-Нядейюская ($\delta^{13}\text{C}$ 1,8...-3,2‰; $\delta^{18}\text{O}$ 19,23–27,25‰), а для глинисто-карбонатной - $\delta^{13}\text{C}$ -2,6...-8,3‰ и $\delta^{18}\text{O}$ 24,78–26,84‰ соответственно.

Несмотря на небольшую величину вариабельности, в изотопном составе кислорода намечается явный тренд облегчения средних значений $\delta^{18}\text{O}$ по пачкам пород сверху вниз по разрезу: 27,98‰ (D_{3tm}) – 27,18‰ (D_{1op}) – 26,3‰ (S_{2gr}) – 25,91‰ (S_{2gi}). Этот тренд резко

нарушается аномалиями пород карстовых брекчий. Также во всем разрезе в породах постоянно присутствует незначительное количество сульфатов. Содержание в породах SO_4 составляет сотые доли процента, лишь в отдельных пробах достигает десятых долей.

Разрезы нижнего девона в скважинах вала Гамбурцева демонстрируют значительную вещественную неоднородность, отраженную и в их стратификации, позволяя говорить о локализованных зонах интенсивных эпигенетических преобразований. В частности, об уровнях массовой вторичной доломитизации, о приуроченности галогенеза к разрезам северной части вала с образованием массивных слоев гипса и ангидрита. Необходимо также отметить неоднородность в локализации проявлений девонских карстовых систем и замещение доломита кальцитом (дедоломитизация) при растворении ангидритов (ангидритовом карсте).

Основные эпигенетические процессы в карбонатных толщах вала

Доломитизация

Доломитизация в изучаемых отложениях проявлена очень широко и отличается разнообразием, временем и степенью замещения известняковых пород. Крупные тела – горизонты развития массивных вторичных доломитов локализованы на нескольких уровнях овинпармского горизонта, иногда, вероятно, соединяясь в единое целое, а границы таких тел часто нарушают наслоение. К ним приурочены продуктивные интервалы развития коллекторов [Майдль, 1989; Душин и др., 2016; Жемчугова, Маслова, 2020; Ульныров, Майдль, 2023; Ульныров, Нечаев, 2024; Майдль и др., 2024а, 2024б] и поэтому именно массивные вторичные доломиты являлись объектом исследования.

Среди пористо-кавернозных вторичных доломитов выделяются несколько морфоструктурных разновидностей, сохраняющих реликты или полностью замещающих первичные структуры. Обычно выделяются:

1. Доломит мелко- и среднекристаллический с кристаллами субгедральной формы размером 50-200 мкм и с межзерновой пористостью;
2. Доломит средне- и крупнокристаллический (100-500 мкм) суб- и ангедральный наиболее распространен в толщах сплошной доломитизации пород. Наряду с порами матрицы, пористость пород формируют вторичные пустоты выщелачивания и каверны, открытые или не полностью заполненные доломитовым, ангидритовым и/или кальцитовым цементом;
3. Доломит мелко-средне-крупнозернистый (50-1000 мкм) менее пористый, чем другие, за исключением пород, в которых развита вторичная пористость выщелачивания и кавернозность. Обычны нечеткие извилистые границы крупных кристаллов, внутренняя структура которых состоит из разных секторов, что проявляется в мозаичной картине

погасания. Внутри крупных кристаллов иногда сохраняются мелкие с признаками растворения. Эти особенности могут проявляться как в результате процесса рекристаллизации, например, при снятии стресса деформаций, так и при замещении состава породы.

Выделенные типы могут иметь как относительно массивное и протяженное пластовое распространение, так и локальное, образуя пятна, полосы в мелкокристаллической доломитовой матрице. В доломитах всех типов встречаются прожилки и участки с крупнокристаллическим (> 500 мкм) доломитовым цементом. Кристаллы доломита в виде ромбоздров с ровными гранями и отчетливыми зонами роста либо «седловидного» доломита с искривленной формой граней, полупрозрачные или молочно-белые нарастают на стенки полостей крупных пустот выщелачивания и расширения трещин. Пустоты могут оставаться незаполненными даже после нескольких генераций более поздних цементов: доломита, кальцита, ангидрита, кварца, элювиальных глин, битума и пр. Доломиты подобных структурных типов обычны в разрезах сложных надвиговых зон [Roure et al., 2005].

На более крупных по запасам месторождениях вала (Хасырейском и Черпаюском) в составе доломитовой пачки овинпармского горизонта (D_{10p_d}) выделяется ряд интервалов, породы которых различаются морфологией пустотного пространства и литолого-петрофизическими свойствами (рис. 2).

В формировании пустотного пространства пород-коллекторов принимают участие поры, каверны и трещины. Развитая в толще сеть трещин, вторичной пористости и каверн способствует не только связности пластов пород-коллекторов овинпармского горизонта, но и (исходя из гидродинамики залежи) связывает их с силурийскими отложениями. Наиболее продуктивными являются доломитовые породы двух литологических типов. Первый тип представляют доломиты среднезернистые с низким содержанием глинистого материала и развитой межзерновой пористостью доломитизации (см. рис. 2а), часто приуроченной к зонам микротрещин (см. рис. 2в).

Второй тип пород-коллекторов формируют доломиты замещения отложений нижней сублиторали, первично известкового состава с крупными остатками колоний и раковин «рассеянных» в иловой матрице (см. рис. 2б, в). Доломитизация ила проходила относительно равномерно и привела к его замещению плотным агрегатом тонко-мелкозернистого доломита. Раковины и крупные обломки табулят, строматопорат обычно не образуют скоплений с «каркасной структурой», а погружены в иловую массу и преобразовывались по иным сценариям и в более поздние сроки. Их остатки либо полностью, либо частично замещены доломитом и кремнием, либо выщелочены до каверн и отчасти заполнены цементом крупнокристаллического доломита (см. рис. 2г-з), иногда с кристаллами

ангидрита. Аналогичные цементы заполняют также зоны дробления пород и трещины (см. рис. 2и). Кристаллы доломита часто имеют зональное, подчеркнутое обилием включений, или блочное строение. Встречаются кристаллы «седловидной» формы (см. рис. 2е). В ряде случаев грани кристаллов демонстрируют отчетливые следы растворения (см. рис. 2е, ж).

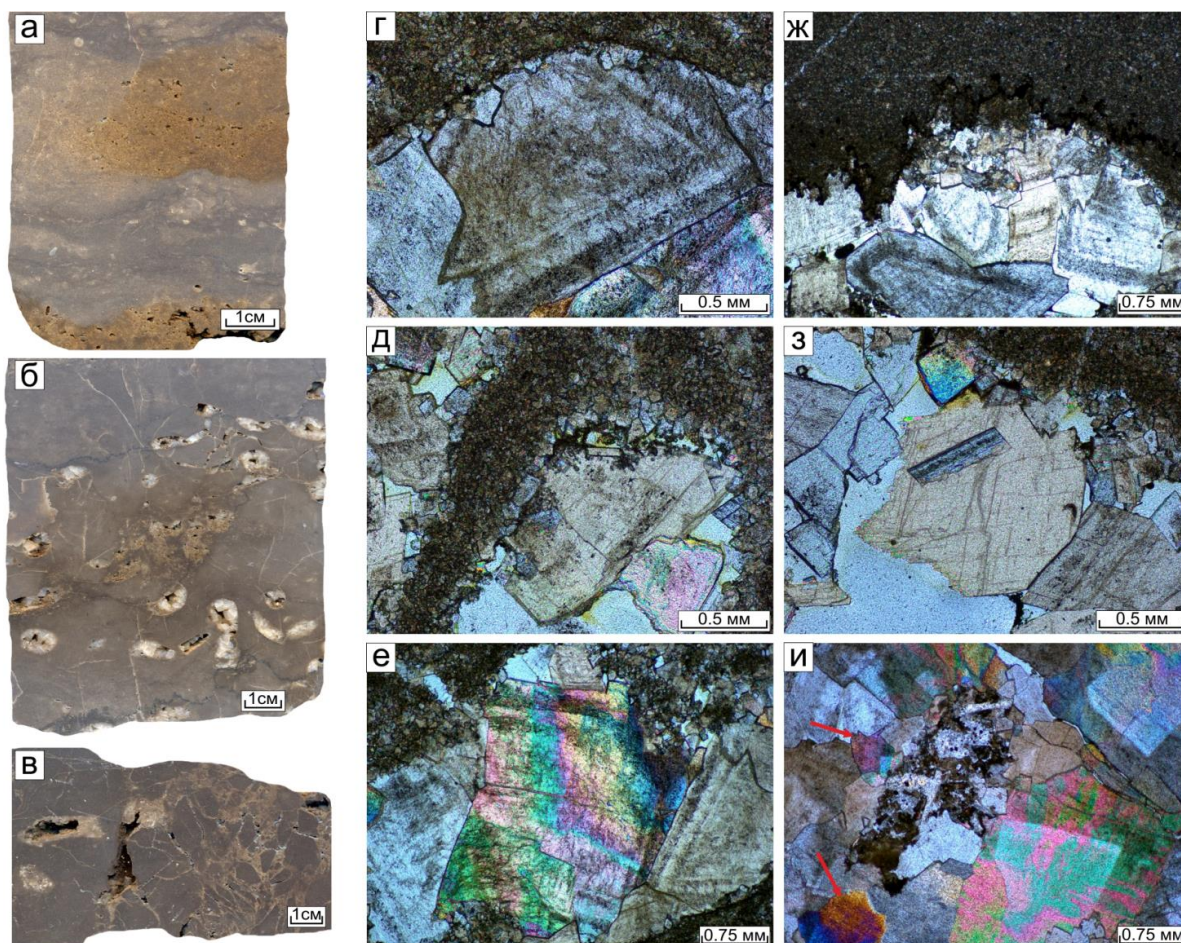


Рис. 2. Фото пор, трещин и каверн в образцах и микрофотографии доломитовых и ангидритодоломитовых цементов пород-коллекторов доломитовой пачки скважины 35-Хасырейская (глубина 2300-2376,6 м)

а - обр. 7/1; б - обр. 10/2; в - обр. 5/2; фото шлифов: обр. г-з - обр. 10/2; и - обр. 8/6. Стрелки указывают зерна ангидрита. Пояснения даны в тексте.

Электронно-микроскопические исследования также позволяют выделить две-три генерации доломитов, отличающихся размером и морфологией, а часто и составом примесей. Доломиты первой и отчасти второй генерации характеризуются несколько повышенным молекулярным содержанием кальция. Кристаллы второй генерации, слагающие зоны и участки рекристаллизации, демонстрируют незначительную примесь железа при недостатке магния. Содержание атомов железа составляют 0,2–0,5 ат.%. Третья генерация, представленная крупными кристаллами доломитовых цементов, часто содержит уже от 1,4% до 9,8 ат. % железа, обогащающих внешние зоны кристаллов (рис. 3а).

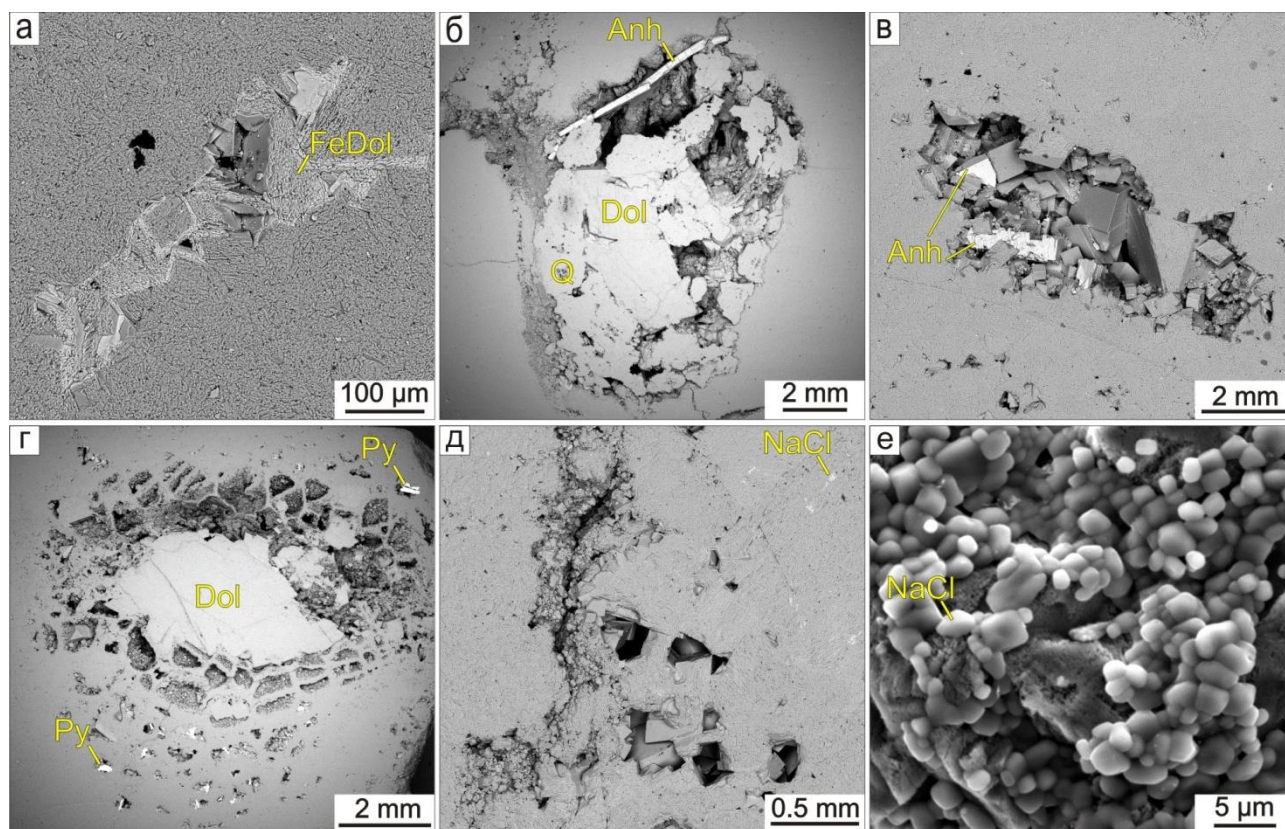


Рис. 3. Фото электронно-микроскопического исследования процессов вторичной минерализации

Вторичные доломитовые цементы в пустотах выщелачивания. Доломит, цементирующий пустоты, содержит примесь железа и отличается более ярким отражением кристаллов или зон кристаллов, чем доломиты матрикса (а-г). Выделения в полостях каверн кристаллических агрегатов ангидрита (б, в), кремния (б) и пирита (г); вторичные поры доломитизации и выделения хлористого натрия в матриксе (д); хлористый натрий на поверхности доломита (е). Снимки а-д сделаны в режиме отраженных электронов.

В меньшем количестве в цементах присутствуют кристаллы ангидрита, более ранние или более поздние, чем доломитовые (рис. 3б, в). Цементы лишь частично заполняют пустоты, оставляя некоторый объем пространства свободным. Достаточно часто встречаются скопления кристаллов галита, выполняющих микротрещины и микропоры в доломитах (рис. 3д, е).

Исследованием изотопного состава доломитовых кристаллов разных генераций, проведенного авторами в образцах скв. 35-Хасырейская [Майдль и др., 2024б], зафиксировано облегчение изотопного состава по обоим параметрам - от более раннего мелкозернистого доломита к более позднему крупнозернистому доломиту [Майдль и др., 2024б]. Амплитуда изменения в отдельных образцах составляет 0,6...1,4‰ для значений $\delta^{13}\text{C}$ и 2,5...3,8‰ по величине $\delta^{18}\text{O}$. Связь облегчения изотопов с гидротермальными водами подтверждена данными термометрии флюидных включений. В доломитовых цементах поздней генерации температура гомогенизации составляет 110-120°C. Включения содержат

до 10 об.% газовой фазы, которая представлена метаном и парами воды. Жидкая фаза характеризуется существенно хлоридно-кальциевым составом, соленость равна 13,5-23,5 мас.% NaCl-экв. Полученные данные позволили авторам обосновать участие в образовании вторичных трещинно-каверновых доломитов умеренно-температурных растворов высокой солености, и возможном участии погруженных геотермальных рассолов и/или гидротермальных вод в формировании доломитовых пород-коллекторов [Майдль и др., 2024б].

Сульфатизация

Наряду с доломитизацией известняковых пород, характерным для описанных разрезов, являлся также процесс сульфатизации, который привел к образованию слоев гипса-ангидрита и ангидритовых цементов. Прежде всего, это относится к ангидритам сотчемкыртинского горизонта, развитым в полном объеме лишь в северных наиболее глубоководных разрезах вала Гамбурцева. Не рассматривая подробно вопрос образования сульфатных пород, необходимо отметить, что слоистый характер накопления гипсовых и ангидритовых слоев в ассоциации с доломитовыми породами характеризует процесс как результат выпаривания морских вод. Линзы, желваки, слои желваков ангидрита в доломитовых пластах явно свидетельствуют о просачивании рассолов в подстилающие рапу слои. Присутствие или отсутствие в цементах ангидрита/гипса связано со степенью насыщенности сульфатами поровых вод. Так, RT моделирование доломитизации при просачивании рассола прогнозирует ангидрит двух типов: 1) ангидритовый цемент, который выпадает в осадок перед мигрирующим фронтом доломита из-за высвобождения кальция; 2) прямое осаждение «слоистого» ангидрита из испарившейся морской воды [Xiao et al., 2013].

Распределение ангидрита в нижнедевонском разрезе и реликты ангидритовых цементов в массивных доломитах подтверждают также результаты моделирования гидротермальной доломитизации тех же авторов [Xiao et al., 2013]. Модель разработана для исследования влияния гидротермальных флюидов, содержащих Mg^{2+} , связанных с разломами, на карбонатные коллекторы. Поступление гидротермальных флюидов (HTD) в карбонатный коллектор может привести к удалению ангидритового цемента в нижнем доломитовом интервале, ангидритовому цементу в среднем, менее измененном (известняковом) интервале и растворению ангидрида в верхнем ангидрито-доломитовом интервале [Xiao et al., 2013]. Результаты показывают, что при непрерывном гидротермальном потоке на протяжении десятков тысяч лет поздний диагенез может существенно изменить коллекторские свойства и привести к крупномасштабному формированию гидротермального доломита. Модель описывает обстановки растяжения.

Необходимо отметить также и другие, характерные для всей толщи или локально развитые в ней процессы. Прежде всего, это процессы карстификации, которые часто считают основной или одной из главных причин формирования коллекторов комплекса ([Душин и др., 2016; Жемчугова, Маслова, 2020] и др.).

Проявление палеокарста

О карстовом генезисе брекчий в результате преобразования сульфатно-карбонатных отложений в строении карбонатных резервуаров нижнего девона вала впервые упоминается в 1989 г. [Майдль, 1989]. Термин же палеокарст применительно к брекчиям вала появился несколько позже [Lapointe, Bogatsky, Martynov, 2002]. Результаты изучения позволяют отнести их к эпикарстово-гипокарстовой системе, сформированной под действием метеорных вод и пространственно связанных с областями региональных перерывов – предсреднедевонского и предфранского.

Палеокарстовая система вала Гамбурцева представлена толщей с прослоями конгломерато-брекчий, глинисто-карбонатных и карбонатных пород с признаками палеокарста. Пачка выделяется в ряде скважин вала в эродированных отложениях нижнего девона и перекрывается глинами тиманского горизонта верхнего девона. Длительное временное несогласие предопределило сложный многоуровневый характер приповерхностной эпикарстовой системы девонского времени, а изменчивость тектонического режима последующего погружения – ее эволюцию в современную палеокарстовую систему вала. Верхняя граница брекчиевой толщи достаточно отчетливо фиксируется по кривым радиоактивного каротажа. В керне (рис. 4) же она выделяется появлением мозаичных и хаотичных брекчий, содержание обломков в которых преобладает над матриксом, пород осадочного заполнения пещер и хаотичных брекчий с повышенным содержанием матрикса, трещинных брекчий и уплотненных брекчий со стилолитовыми контактами обломков. Наиболее отчетливыми проявлениями палеокарста отличается керн Хасырейской и Черпаюской площадей, демонстрирующий разрезы крупных пещер, выполненных осадками конгломерато-брекчиевого типа, перемежаемых с брекчиями обрушения (коллапса) и брекчиями растрескивания. Характерно также выполнение каверн и трещин белесоватой зелено-голубой элювиальной глиной (трещины с «зеленой глиной»). Заполнение пещер – композитное, представлено конгломерато-брекчиевыми обломками темной породы, «плавающих» в сланцеватом матриксе. Характерные типы брекчий представлены на рис. 4. Наблюдаемый в керне диаметр каверн превышает 10 см, предполагаемый диаметр – до 2 м [Lapointe, Bogatsky, Martynov, 2002].

П. Лапуэнт с соавторами выделяют три разновременные фазы карстификации [Lapointe, Bogatsky, Martynov, 2002]. Наиболее древняя фаза преимущественно развита в отложениях

Хасырейской площади и представлена толщами заполнения пещер и карстовыми брекчиями коллапса. Заложение среднедевонского эпикарста авторы связывают со временем наиболее активного подъема структуры. Захоронение карста происходило уже после возобновления погружения в позднем девоне и сопровождалось схлопыванием (коллапсом) пещер и растрескиванием вмещающих толщ. Длительное экспонирование при составном несогласии приводило к развитию сложных наложенных друг на друга карстовых систем и проявлялось в образовании сети мелких каверн и пустот расширения трещин, заполненных красно-оранжевой или красно-коричневой богатой оксидами и гидроксидами железа элювиальной массой «терра-росса». На территории вала эта система частично перерабатывает ранее образованный карст и представлена менее масштабно. К третьей фазе отнесена система расширенных выщелачиванием стилолитов и микротрещин, большинство из которых полностью или частично заполнены новообразованной светло-зеленой глиной.

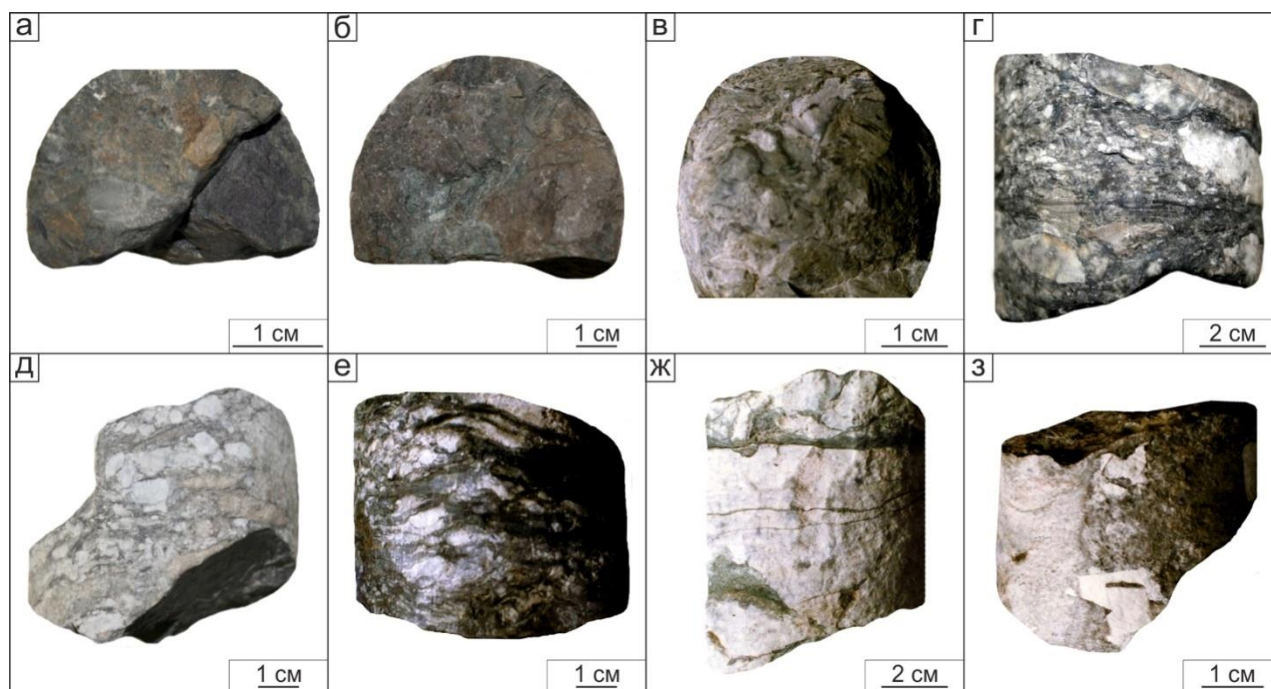


Рис. 4. Фото типов карстовых брекчий в керне скважин

а, б, в - зеленые песчанисто-глинистые доломиты фаций выполнения пещер с бурыми обломочными карбонатными «чипсами»; г, д, е - линзовидные скопления обломков со структурой мозаичных и хаотичных брекчий; ж, з - брекчия растрескивания с глинистым матричным выполнением в пустотах между обломками. В матрике присутствуют мелкие карбонатные обломки и грубые кристаллы кальцита ромбической формы.

Видимые проявления выщелачивания обычно являются открытыми каналами до 2 см в диаметре, демонстрирующими морфологию, обусловленную циркуляцией воды под давлением. Эта система латеральных и вертикальных трещин, пустот и каналов наиболее распространена на Черпаюской площади и возникла при региональной тектонической

перестройке, сопровождаемой частичным экспонированием при формировании структуры вала Гамбурцева в стадию Пай-Хойского орогенеза (в досреднеюрское время).

Исследование белесо-зеленых глин карстовых и трещинных пустот методами электронной микроскопии позволило отнести глины к элювию [Майдль, Жемчугова, Наумчев, 2018]. Палеокарстовые системы являются продуктом поверхностных карстовых процессов, элювиальных и карстовых наносов, а также диагенеза – дальнейшего уплотнения при погружении и последующем его подновлении и омоложении гипогенным спелеогенезом. Все это приводит к сложности выявления и разработки карбонатных коллекторов, но не исключает возможности увеличения площади развития проницаемых трещин, связанных с карстом [Loucks, 2007].

Аутигенные минералы брекчий

Породы толщи, вмещающей карстовые брекчии, часто имеют признаки и других процессов: дедоломитизации, растворения и цементации пустот стронцианитом, ангидритом, кальцитом. Особенностью являются также наличие геохимических аномалий в содержаниях фтора, стронция, бария и аномально легкий изотопный состав углерода карбонатов. Практически во всех изученных разрезах содержание фтора достигает 3500-4000 г/т. Наиболее высокие значения демонстрируют глинистые доломиты. Минералом носителем является флюорит, который образует линзы, прожилки, цементы. Аномалии стронция характерны, прежде всего, для доломитов ангидрито-доломитовой пачки (до 2500 г/т). В известняково-доломитовых брекчиях аномалии связаны с целестиновой эпигенетической минерализацией и достигают 1200 г/т. При этом целестин всегда содержит примесь бария (от 1 до 3%). Эпигенетический стронциеносный барит (с содержанием стронция от 1,74 до 10,85%) отмечен в породах, «подстилающих» несогласие. Характерно, что выделения эпигенетического гипса (ангидрита) в этих толщах не содержат ни бария, ни стронция. Кальцитизация доломитовых пород пачки связана в основном с процессом дедоломитизации. Эпигенетический кальцит образует прожилки, скопления, «бласты» из хорошо окристаллизованных крупных зерен кальцита. Часто отмечаются деформационные двойники кальцита, в ряде случаев стилолитовые границы зерен в агрегатах, иногда следы таких границ в регенерированных зернах. Новообразованный кальцит характеризуется аномально облегченным изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C}$ до -10,5‰) и в редких случаях кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ до 11,6...14,4‰). Рудная сульфидная минерализация представлена в основном пиритом разных генераций. Скопления его микрокристаллов с морфологией бактериальных колоний сохраняют примеси Mn, Ni, Cu, As. С появлением кристаллической огранки пирит утрачивает примеси, становясь практически чистым. В зонах кальцитизации редко встречаются единичные микрокристаллы эпигенетического сфалерита.

Однотипность установленной минерализации с минерализацией кальцит-сульфидно-барит-флюоритового подтипа Пайхойско-Новоземельской провинции [Ромашкин, 1981] подчеркивает ее генетическую связь с Пай-Хойской (киммерийской) фазой складчатости, ответственной за формирование тектонической структуры вала. Аномальные содержания Sr, Ba, F, связанные с аутигенными целестином, баритом, флюоритом карстовых брекчий, предполагают эволюцию первично эпигенного карста в гипогенный.

В монографии, посвященной минералогии флюорита северо-западных территорий региона, Н.П. Юшкин подчеркивает эпигенетическую природу формирования его концентраций, где процессом является «геохимическая деятельность пластовых вод (хлоридного щелочноземельно-натриевого типа), в которые переходили из вмещающих пород наряду с фтором Sr, Ba, Pb, Zn, Mn и другие компоненты» [Наноминералогия..., 2005]. Необходимо отметить, что воды именно этого типа характерны для силурийских – девонских толщ вала Гамбурцева [Майдль и др., 2024a]. Источником металлов для руд Н.П. Юшкин называет именно легкорастворимые и подверженные перекристаллизации карбонатные породы, хотя средние содержания этих элементов в терригенных породах значительно выше. Формирование флюоритовых руд связывает с миграцией этих растворов, являющихся относительно низкотемпературными гидротермами по ослабленным зонам их концентрации во время усиления тектонической активности.

Аномальные содержания стронция и минерализация целестина также зависят от геохимии вод. Прежде всего, концентрирование стронция характерно для испарительных барьеров вод заливов и лагун аридных регионов, где осаждение стронция связано с конечными стадиями накопления карбонатов и началом осаждения сульфатов – моментом насыщения рассола гипсом. Поэтому концентрации целестина обнаруживаются в доломитах, известковых доломитах, гипс-доломитовых толщах, гипсах (рис. 5). Содержание Sr в подземных водах в значительной мере зависит от содержания в них сульфата: вследствие низкой растворимости целестина (SrSO_4) сульфатные воды им бедны [Перельман, Касимов, 1999]. Хлоридные воды напротив благоприятны для его миграции. Глубинные хлоридные воды артезианских бассейнов, с деятельностью которых связан гипогенный карст, часто обогащены Sr. При поступлении этих вод в верхние структурные этажи и смешении с сульфатными водами на сульфатном барьере вместе с гипсом осаждается целестин. Эпигенетические кристаллы целестина обычно ассоциируют с гипсом, баритом, флюоритом, элементарной серой.

Дедоломитизация

Дедоломитизация – замещение доломита кальцитом - распространенный диагенетический процесс в обстановках неглубокого захоронения, часто связан с карстом

сульфатов в смешанных карбонатно-ангидритовых последовательностях. В этих условиях повышенное соотношение $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$, необходимое для дедоломитизации, возникает при растворении сульфатных фаз в результате вторжения ненасыщенных по доломиту вод. Формы вновь образованных вновь кристаллов кальцита разнообразны, но наиболее распространенной является форма ромбоэдра. Процесс может приводить к полной или частичной замене доломитового кристалла кальцитом, замещая лишь ядро или создавая кайму. Кристаллические границы исходных ромбовидных зерен доломита при замещении сохраняются, и это используется как отличительный признак и критерий прохождения дедоломитизации [Nauck et al., 2018].

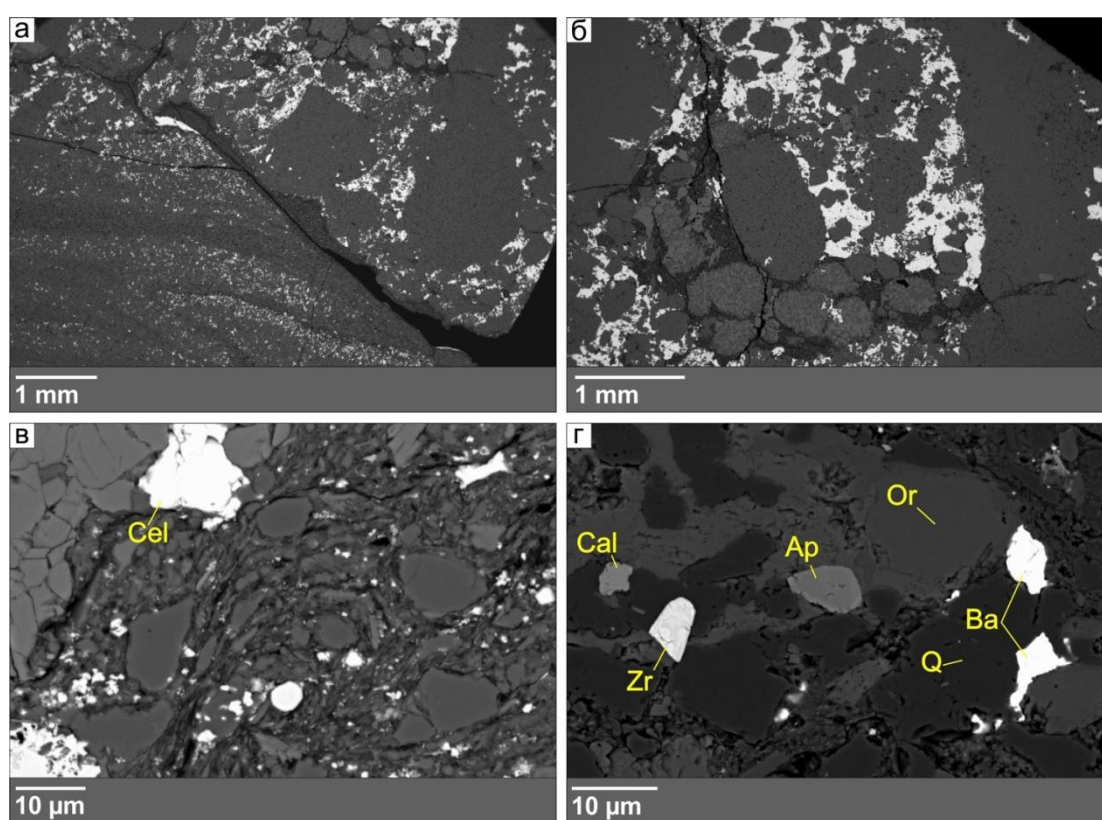


Рис. 5. Микрофотографии сульфатной минерализации в брекчиях палеокарста вала Гамбурцева

Целестин в брекчиях с обломками кальцит-ангидритового состава (а, б); выделения целестина в терригенном обломочном прослое (в); выделения барита в обломочном матриксе брекчий (г). Q - кварц, Cel - целестин, Cal - кальцит, Ba - барит, Ap - апатит, Or - ортоклаз, Zr - циркон.

Микрофотографии показывают ромбические кристаллы в дедоломитах разной размерности и генерации (рис. 6, 7). Преобладают субгедральные и эвгедральные с мутными ядрами, включающими остатки доломикрита, рассеянные и обильные, в виде прожилков внедрения. Кальцитовый состав зерен с нехарактерной ромбовидной формой кристаллов установлен по результатам химического анализа и подтвержден данными анализатора электронного микроскопа.

Дедоломитизация отрицательно влияет на пористость пород изученных разрезов. РТ-моделирование процесса демонстрирует, что дедоломитизация обычно герметизирует поры [Escorcía et al., 2013]. Однако, если порода изначально содержала ангидрит или другие минералы с быстрой кинетикой или реактивную жидкость, то доломит в результате кальцитизации может стать коллектором за несколько сотен тысяч лет.

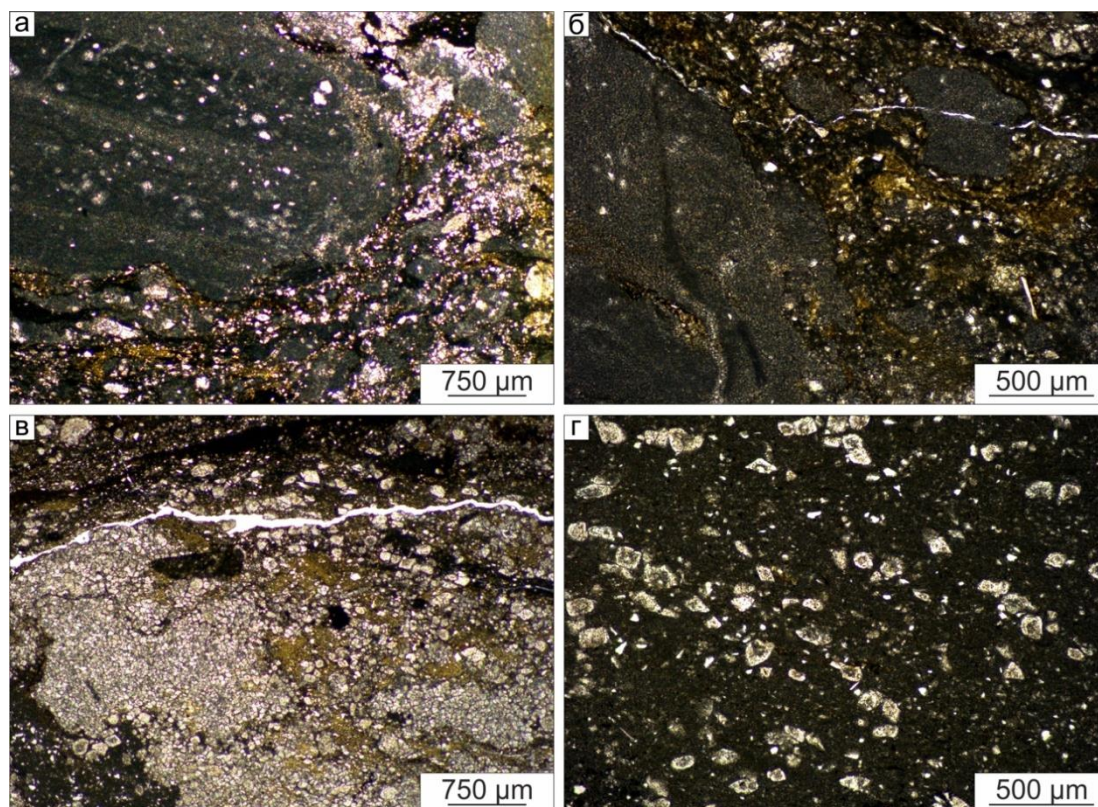


Рис. 6. Микрофотографии брекчий с проявлением процесса дедоломитизации в скв. 28-Черпаюская

Фото шлифов: (а, б). Обломки округлой и угловатой формы доломита различного размера в меньшей степени подвержены замещающей кальцитизации, чем вмещающий их цемент. Обогащенные битумом и оксидами железа слои подчеркивают флюидальную текстуру - результат пластических деформаций породы. Обр. 1581, гл. 2385 м без анализатора; в - интенсивная дедоломитизация матрикса (в) и глинистого доломикрита (г). Ромбовидные кристаллы кальцита разного размера и характера замещения доломитовых зерен. Обр. 1585, 1588, гл. 2390-2393. Без анализатора.

Выщелачивание дедоломитов

Пустоты выщелачивания связаны с поздними «наложенными» процессами и характерны для разрезов скважин тектонических сложных блоков, а также свидетельствуют о воздействии на породу агрессивных к карбонатам кислых вод (рис. 7). Обычно подобными характеристиками обладают воды залежей УВ с ангидритовой крышкой и зон водо-газо-нефтяных контактов в залежах, перекрытых ангидритовыми толщами, а вмещающие их коллекторы относят к разряду «суперколлекторов» [Сахибгареев, 1983; Антипова, 2012]. В ряде скважин Нядейюской структуры в сходных геологических условиях отобраны пробы

вод, анализ которых указал на их ненасыщенность карбонатными минералами и повышенные содержания растворенного CO_2 [Майдль и др., 2024a]. Сопоставление этих данных позволяет предполагать, что возникновение пустот выщелачивания может являться комплексным результатом процессов: растворения ангидритов, биodeградации нефтей и сульфатредукции.

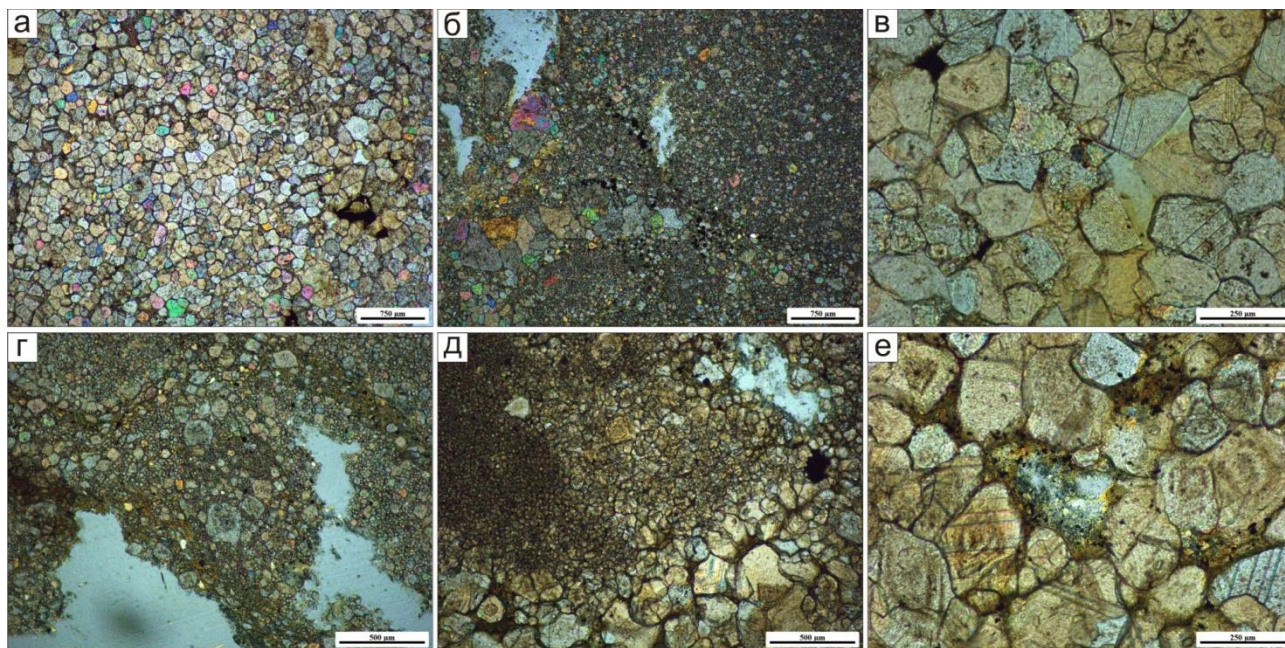


Рис. 7. Микрофотографии пустот выщелачивания в дедоломитах

Фото шлифов в скрещенных николях. Видны различные фазы дедоломитизации (а-е): многочисленные выделения пирита и окисленной нефти в извилистых стилолитоподобных микротрещинах (а, б и д), участки сохранившихся ангидрито-доломитовых цементов (б), многочисленные связанные трещинками пустоты выщелачивания и частично замещенного глинистого доломита и крупнокристаллического дедоломита (скв. 10-Нядейюская, обр. 15061-15063, гл. 2171-2177 м).

Стабильные изотопы углерода и кислорода как индикаторы условий эпигенеза

Анализ распределения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в породах. Результаты и обсуждение

Как уже отмечалось, при диагностике эпигенетических изменений, наряду с литолого-минералогическими методами, широко применяются геохимические исследования, среди которых важное место занимает анализ стабильных изотопов кислорода и углерода. Совершенствование этого метода дало возможность использования изотопов в качестве геохимических индикаторов при интерпретации генезиса и эпигенеза карбонатных отложений. В настоящее время этот инструмент с разным успехом используется для интерпретации условий седиментации и эпигенеза (диагенеза в англоязычных публикациях) карбонатных пород.

Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ проб из разных разрезов, сгруппированных по

возрасту и структурно-вещественным признакам, приведены на рисунках 8 и 9. В первой крупной выборке объединены доломиты овинпармского и гребенского горизонтов, во второй – сотчемкыртинского горизонта. Сравнение позволяет отметить некоторые тенденции в изменении изотопных параметров и обсудить их причины.

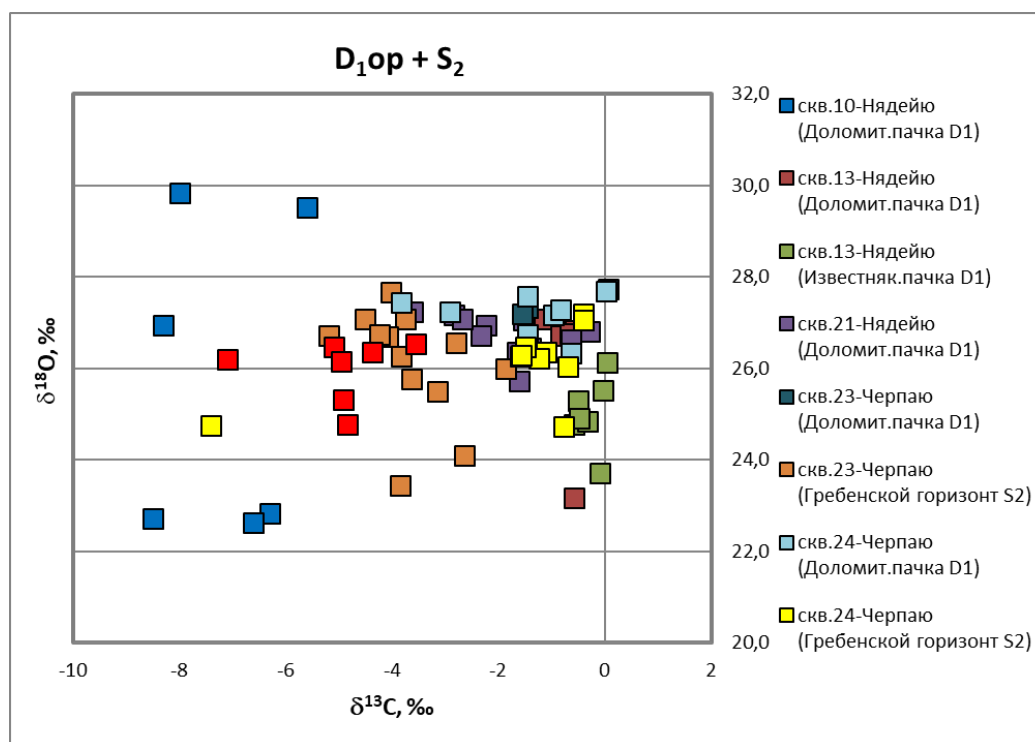


Рис. 8. Диаграмма отношения $\delta^{13}\text{C}$ к $\delta^{18}\text{O}$ в породах овинпармского горизонта (D_{1op}) и гребенского горизонта (S_{2gr})

В обеих выборках отмечаются определенные тренды фракционирования в сторону облегчения изотопных меток пород относительно изотопного состава «первичных» карбонатов, сформированных в равновесии с морской водой. Причины фракционирования, приводящего к подобному сдвигу, и связанные с ними проблемы диагностики достаточно подробно рассмотрены ранее [Moore, 1989; Swart, 2015].

Выборки пород верхнего силура и овинпармского горизонта нижнего девона формируют на графике различной степени однородности поля, в большинстве перекрывающие друг друга в области значений $\delta^{13}\text{C}$ (0...-4,0‰ PDB) и $\delta^{18}\text{O}$ (26,0...28,0‰ SMOW), что соответствует средним значениям этих параметров для нижнепалеозойских пород региона. Некоторые из них демонстрируют значительный разброс величин одного из (или обоих) параметров и кластерный характер. Вероятно, это связано с индивидуальными особенностями конкретных разрезов или осложнениями - разломами структуры. В целом пачки, сложенные вторичными доломитами, отличаются от пачек известняков и частично доломитизированных известняков (рис. 8) более легким изотопным составом. Как известно,

амплитуда сдвига процесса доломитизации оценивается в несколько промилле ($\geq 2\text{‰}$).

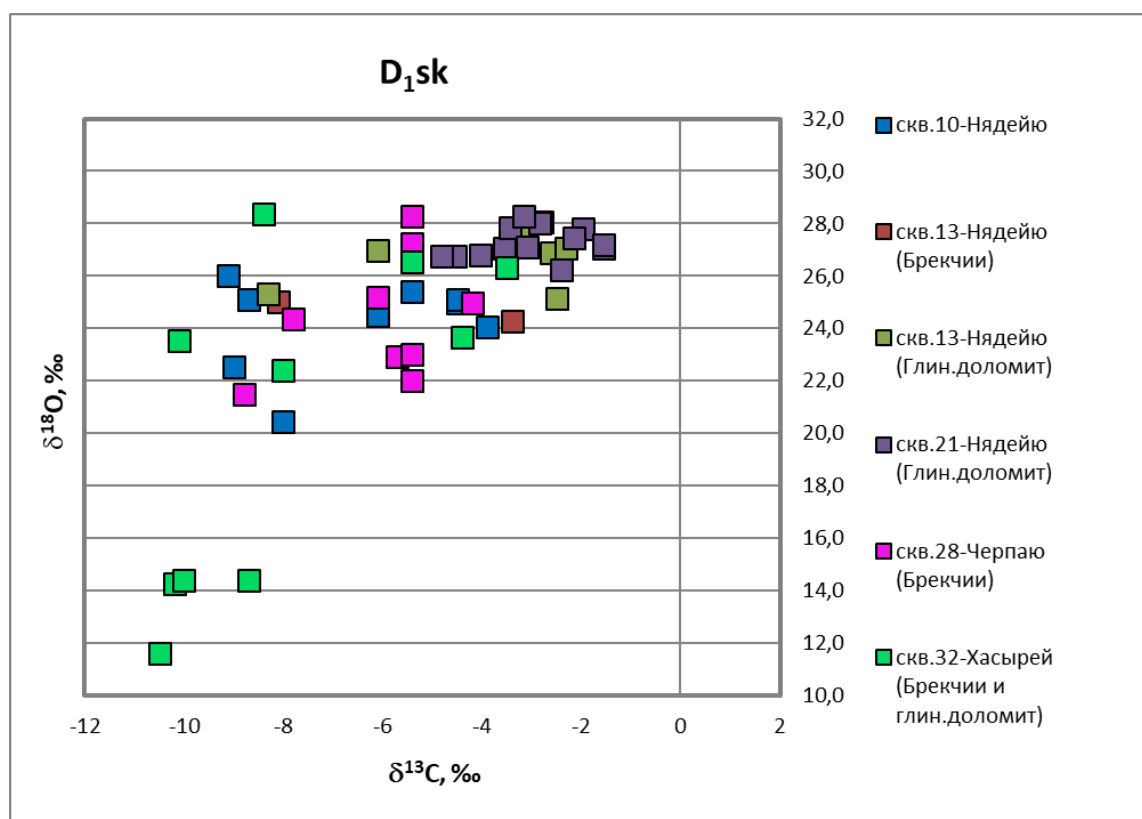


Рис. 9. Диаграмма отношения $\delta^{13}\text{C}$ к $\delta^{18}\text{O}$ в породах сотчемкыртинского горизонта (D_1sk)

Для доломитовой пачки овинпармского горизонта ($D_{1ор}$) в других скважинах Нядейюской площади распределение изотопов следующее. Пробы доломитовой пачки скважин 13- и 21-Нядейюская тесно соседствуют друг с другом и с кластером известняков толщи $D_{1ор}$. Пробы доломитовой пачки скв. 10-Нядейюская резко отклоняются в область легких составов. Величина $\delta^{18}\text{O}$ колеблется от 22,6 до 29,8‰, а $\delta^{13}\text{C}$ изменяется от -5,6 до -8,5‰, отклонения достигают 7,2‰ по кислороду и около 3 ‰ по углероду. Доломиты овинпармского горизонта скважин 23- и 24-Черпаюская попадают в поле типичных значений, там же располагаются пробы гребенского горизонта скв. 24-Черпаюская. Среднее положение на графике занимает поле доломитов гребенского горизонта скв. 24-Черпаюская. Здесь же расположены пробы пород гердьюского горизонта. Обращает внимание то, что за исключением скв. 10-Нядейюская вторичные доломиты, формирующие «массивные доломитовые тела» и гребенского, и овинпармского горизонтов, незначительно отличаются по изотопам от известняковых пачек. Вероятно, это объясняется наследованием изотопной записи протолита. Аномалии же пород скв. 10-Нядейюская, вероятно, объясняются интенсивным развитием описанных выше процессов выщелачивания.

Похожая картина наблюдается и на рис. 9, демонстрирующем отношения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в

породах сотчемкыртинского горизонта нижнего девона (D_{1sk}). Практически все выборки, за исключением «выпадающей точки» (пробы известковой глины из скв. 13-Нядейюская и кластера из четырех проб брекчий из скв. 32-Хасырейская), формируют поле с неравномерным распределением точек параметров. Неравномерность проявлена в кластеризации выборок, как по величине параметров, так и их соотношению. Наиболее отчетливо кластеры формируются в выборках брекчий скважин 10-, 13-Нядейюская, 32-Хасырейская и 28-Черпаюская, наименее отчетливо - в выборках глинистых доломитов скважин 13- и 21-Нядейюская. Наблюдается тренд на облегчение изотопных составов проб брекчиевой пачки по сравнению с породами глинисто-доломитовой, причиной которого является, по всей видимости, разная степень эпигенетических преобразований.

Тем не менее необходимо отметить, что наряду с отмеченными трендами, графики демонстрируют и неоднозначность трактовки изотопного метода для древних отложений. Многие изотопные поля перекрываются, а первичные изотопные записи (сигналы) изменены или замещены в более поздние эпизоды эпигенеза. Все это вносит значительную неопределенность в интерпретацию изотопных данных и заставляет с сомнением относиться к публикациям, однозначно трактующим облегченный состав изотопов исключительно пресноводным влиянием.

Более определенная и заслуживающая доверия информация о процессах может быть получена в результате точечного опробования. Например, на рис. 10 для проб из верхней и средней частей брекчиевой пачки скв. 28-Черпаюская отмечается ковариация параметров $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$. В составе брекчий преобладают известняки в разной степени доломитовые, которые в подошве сменяются известковыми доломитами, в соответствии с исходным составом сотчемкыртинского горизонта. Содержание н.о. в породах изменчиво и, вероятно, отражает состав «осадочно-элювиального выполнения полостей карста».

Прежде всего, стоит обратить внимание на разброс значений. Величина $\delta^{13}C$ изменяется в пределах от -2,76 до -8,59‰ (в среднем -4,7‰), а $\delta^{18}O$ колеблется от 22,41 до 29,35‰, составляя в среднем 26,15‰. Наиболее масштабные изотопные отрицательные отклонения характерны для проб брекчий из верхней части сотчемкыртинской свиты нижнего девона (D_{1sk}), залегающей под глинами тиманского горизонта верхнего девона. Облегченные изотопные отношения характеризуют и сами глины $\delta^{13}C$ -7,94‰, $\delta^{18}O$ 23,58‰. Отмечается существенный разброс этих величин между отдельными обломками и вмещающим их матриксом (табл. 1). В целом, причины ковариации параметров не ясны. Долгое время считалось, что положительная корреляция между значениями $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ карбонатных пород является инструментом скрининга и широко использовалась для выявления метеорного диагенеза [Allan, Matthews, 1982]. Детальный анализ ряда разрезов

осадков Большой багамской банки привел исследователей к убеждению, что зона ковариации значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ фактически определяет положение пород внутри пресноводной линзы, а тренд значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ является результатом происходящих диагенетических процессов на границе вадозной и фреатической зон [Swart, Oehlert, 2018]. На основании этих наблюдений авторы пришли к выводу, что положительная ковариация характерна для пресноводной фреатической зоны, а величины $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ изменяются совместно, поскольку отложения в ней подвергаются все меньшему пресноводному изменению по мере погружения осадочных толщ.

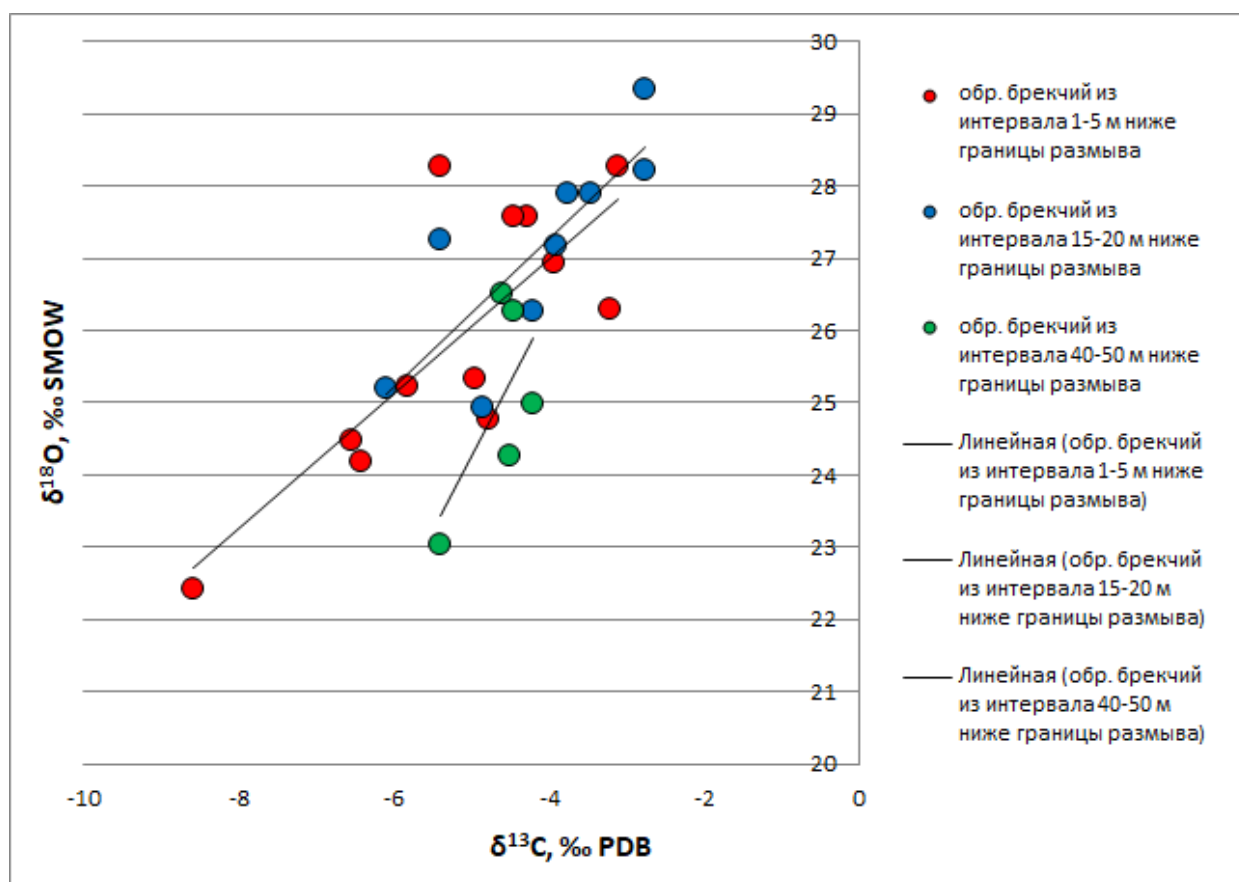


Рис. 10. Диаграмма ковариации параметров $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ для разных интервалов отбора керн пачки брекчий в скважине 28-Черпауская

Для пород брекчиевой толщи скв. 32-Хасырейская ковариация параметров менее выражена. Скорее здесь можно говорить об отсутствии значимых изменений изотопного состава кислорода при разбросе значений $\delta^{13}\text{C}$, что согласно П. Сварту характерно для вадозной зоны метеорного диагенеза [Swart, 2015]. Пробы с очень легким значением $\delta^{18}\text{O}$, вероятно, подвергались температурной рекристаллизации (рис. 11).

В обоих случаях отмечаются определенные тренды фракционирования в сторону облегчения изотопных меток пород относительно изотопного состава «первичных»

карбонатов, сформированных в равновесии с морской водой со значениями близкими к 0 ‰ в обеих изотопных системах. Причины фракционирования, приводящего к подобному сдвигу, и связанные с ними проблемы диагностики достаточно подробно обсуждаются в статьях П. Сварта [Swart, 2015; Swart, Oehlert, 2018].

Таблица 1

Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ проб из брекчиевой пачки скв. 28-Черпаюская

Номер образца	Номер пробы	Характер пробы	Глубина, м	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW
28/1569	1	обломок	2370	-6,42	24,18
	2	обломок	2370	-5,82	25,23
28/1571	1	обломок	2372	-4,29	27,58
	2	мергель	2372	-8,59	22,41
	3	обломок	2372	-3,11	28,26
28/1572	1	обломок	2372,2	-3,94	26,94
	2	мергель	2372,2	-4,46	27,58
	3	обломок	2372,2	-3,21	26,29
	4	порода	2372,2	-5,4	28,28
28/1574	1	обломок	2373	-6,56	24,48
	2	обломок	2373	-4,79	24,78
	3	обломок	2373	-4,95	25,32
28/1575	1	порода	2385,5	-5,4	27,25
28/1579	1	обломок	2384,3	-2,76	29,35
	2	порода	2384,3	-2,76	28,23
28/1581	1	обломок	2385	-4,85	24,92
	2	порода	2385	-3,47	27,91
	3	обломок	2385	-4,21	26,27
28/1585	1	обломок	2390	-3,75	27,9
	2	порода	2390	-6,1	25,19
	3	порода	2390	-3,92	27,19
28/1590	1	обломок	2418	-4,45	26,26
	2	порода	2418	-4,2	24,98
	3	порода	2418	-4,6	26,5
	4	обломок	2418	-4,5	24,26
28/1593	1	порода	2420	-5,4	23,03

Отдельно нужно остановиться на изотопной характеристике вторичных доломитов, слагающих своего рода массивные «доломитовые тела» в толщах овинпармского, гребенского и гердьюского горизонтов. Как установлено ранее, породы-коллекторы продуктивных S_2 - D_1 толщ северо-востока провинции представлены практически исключительно вторичными доломитами, в формировании пустотного пространства которых принимают участие поры, каверны и трещины [Майдль, 1989; Душин и др., 2015; Майдль, Жемчугова, Наумчев, 2018; Жемчугова, Маслова, 2020; Ульныров, Майдль, 2023]. Процесс доломитизации, широко проявленный в изучаемых породах, преобразует интервалы разреза

разной мощности, изменяющейся как по вертикали, так и по латеральному простиранию толщи карбонатной постройки-платформы. Формирование эпигенетического доломита в породах комплекса происходит, как правило, совместно с осаждением/растворением других минералов кальция-ангидрита и кальцита и имеет длинную историю, часто связанную с тектонической активизацией региона [Майдль и др., 2024a].

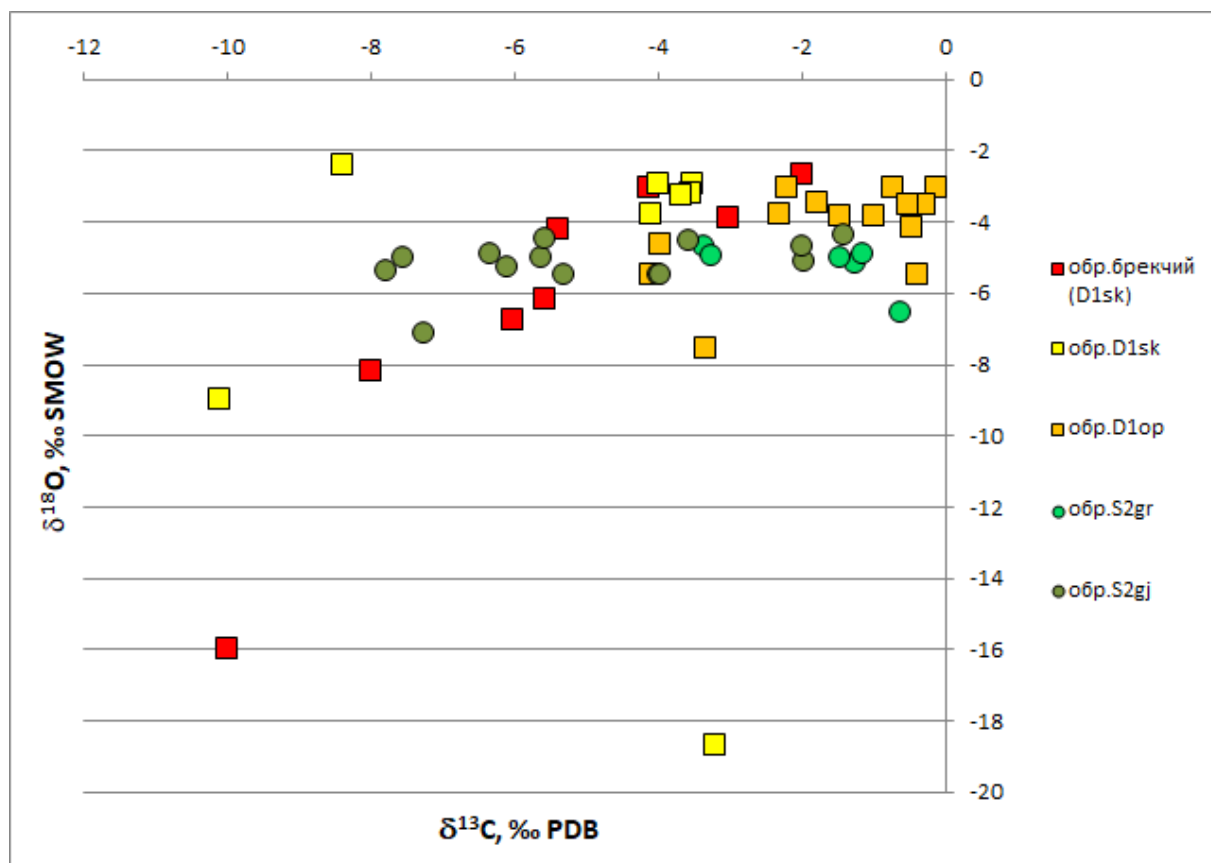


Рис. 11. Диаграмма ковариации параметров $\delta^{13}\text{C}$ к $\delta^{18}\text{O}$ в скважине 32-Хасырейская

Долгое время среди занимающихся коллекторами геологов широко распространялось мнение, что пористость пород связана с пресноводным диагенезом или поверхностным карстом, а главным агентом доломитизации являлись растворы смешения морских и пресных метеорных вод ([Душин и др., 2016; Вилесов и др., 2020] и др.). Облегчение изотопного состава углерода и кислорода пород объясняли именно этой причиной, полагая, что после диагенеза устанавливается равновесие между поровыми водами и породой, и изотопный состав остается неизменным [Goldstein, 2008; Swart, 2015]. В настоящее время становится все более очевидным, что интерпретации изотопных данных для древних карбонатных пород, основанные на допущении консервации ранней низкотемпературной записи, не имеют достаточных оснований и скорее ошибочны [Swart, 2015; Swart, Oehlert, 2018; Goldstein, 2008]. Для более достоверных суждений о генезисе доломитов-коллекторов необходимы

независимые данные о температуре и изотопном составе доломитизирующих растворов. Разного рода информацию о температурном режиме и химии доломитизирующих растворов могут предоставлять аналитические методы исследования флюидных включений, изучение морфологии и последовательности генерации доломитовых кристаллов и другой аутигенной минерализации. В литературе появляется все больше сообщений о проявлениях гидротермальной доломитизации и гидротермального карста [Dublyansky, 2000a, 2000b; Дублянский и др., 2013; Spotl et al., 2021]. Как отмечалось ранее, связь облегчения изотопного состава в доломитах-коллекторах вала с гидротермальными водами подтверждена данными термометрии флюидных включений [Майдль и др., 2024б].

Обсуждение и дискуссия

В целом, проведенные изотопные исследования демонстрируют картину, характерную для древних доломитов. Как следует из многих публикаций обобщающего характера, на графиках поля изотопов доломитов разных генераций обычно перекрываются, что отражает результат длительной рекристаллизации, нарушающей соотношение между запечатленным изначально изотопным сигналом и сигналом, измененным более поздними процессами, особенно в открытых системах взаимодействия флюид – порода [Moore, 1989; Swart, 2015; Warren, 2000]. Это подчеркивает важность использования стабильных изотопов, как и микроэлементов для инклюзивных исследований в сочетании с подробной петрографией, и использованием для анализа точечного опробования.

Интерпретация изотопных сигналов в «зрелых» древних карбонатных породах, подверженных эпигенезу, затруднена также неоднозначностью трактовки, так как важная и обычно не решаемая проблема при интерпретации изотопного состава различных типов древних доломитов состоит в отсутствии информации о $\delta^{18}\text{O}$ флюида, из которого он образован [Moore, 1989; Swart, 2015; Warren, 2000]. Это требует привлечения дополнительных исследований по определению температуры и/или солености реагирующих с породой флюидов.

Для решения проблемы и обсуждения результатов использованы данные публикаций эталонных разрезов, характеризующих с достаточной убедительностью конкретный эпигенетический процесс. Результаты сравнения этих данных и полученных авторами, приведены в табл. 2.

Таблица 2

Сравнение значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ для характерных эпигенетических преобразований карбонатных толщ и исследуемых отложений

Модель доломитизации	$\delta^{13}\text{C}$ PDB, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW	Источник информации
Доломиты озера Куронг				
Выпаривание Доломиты	-1,19...3,22	2,8...5,4	33,7...36,4	[Wacey, Wright, Boyce, 2007]
Доломиты толщи эвапоритов P ₂ , Россия				
Выпаривание Доломиты	0,3...6,6		28,0...36,6	[Сунгатуллин, Кулешов, Кадыров, 2014]
Эвапориты (D ₂ , Канада)				
Дедоломиты	0,5 (-3,0...1,5);	-13,6 (-10,0...-14,0);	17,78 (17,4...21,5);	[Hauck et al., 2018]
Доломикриты	1,2 (4,0...-2,5)	-6,0 (-4,0...-8,0)	24,7 (22,6...26,7)	
Гипокарст известняков Крыма				
Неизмененные породы	1...2,5;	-3,5...-1,5;	27,3...29,3;	[Дублянский и др., 2013]
Сильно измененные (узкая пристеночная зона)	-7,0...-3,0;	-7,5...-3,5;	23,1...27,3;	
Вторичный кальцит спелеотем	-10...-8	-9,5...-7,5	21,01...23,1	
Формация Ниску (D ₃ , Канада)				
Вторичный кальцит в газоносном поле (частично замещающий конкреции ангидрита)	Углерод в кальците ($\delta^{13}\text{C}$ = -12 ‰...-18 ‰) по-видимому, происходит от окисления УВ, а не из матрицы доломита ($\delta^{13}\text{C}$ = 2 ‰).			[Machel, 2001]
Результат реакций TSR	Углерод в седловидном доломите ($\delta^{13}\text{C}$ = -12 ‰...2 ‰) происходит из двух разных источников: из доломитовой матрицы, и из C _{орг} углерода, окисленного в карбонаты		Обедненные значения $\delta^{18}\text{O}$ возникли из-за повышенных температур и / или перенос кислорода из SO ₄ ²⁻ в CO ₃ ²⁻ группы	[Mougin et al., 2007]
скв. 13-Нядейюская				
Доломиты-сотчемкыртинского горизонта	-8,3...1,8		20,6...28,07	Данная статья
скв. 10-Нядейюская				
Дедоломиты	-6,6 (-9,1...-4,5);	-6,4 (-10,1...-4,7);	24,3 (20,5...26,0);	Данная статья
Доломит	-3,9	-6,6	24,1	
скв. 32-Хасырейская				
Дедоломиты,	-5,3 (-8,0...-3,5);		24,8 (22,9...26,8);	Данная статья
Доломит из зоны разлома (надвига)	-10,2 (-10,5...-8,0);		17,3 (12,7...23,97);	
Доломит	-8,4		28,53	
скв. 28-Черпаюская				
Доломиты-дедоломиты	-5,3 (-6,1...- 4,2);		25,75 (23,03...28,28);	Данная статья
Брекчии	- 4,15 (-8,59...-2,76)		25,5 (22,41...29,35)	

Сведения об изотопах кислорода и углерода осадков из самых верхних десяти сантиметров карбонатных отложений семи озер Куронг, а также об изотопах кислорода испаряющейся озерной воды и изотопах серы сульфата озерной воды опубликованы исследователями [Wacey, Wright, Boyce, 2007]. Величина $\delta^{18}\text{O}$ для озерных отложений находится в узком диапазоне между 2,8‰ PDB (33,7‰ SMOW) и 5,4‰ PDB (36,4‰ SMOW). Значения $\delta^{18}\text{O}$ воды, взятой из озер, охватывают широкий диапазон от 5,7 до 12,3‰ SMOW, эти значения являются изотопно-тяжелыми по сравнению с морской водой, которая по шкале V-SMOW примерно равна нулю. Значения $\delta^{13}\text{C}$ для отложений доломитовых озер колеблются от -1,19 до 3,22‰ PDB, тогда как осадки недоломитовых озер демонстрируют изменения $\delta^{13}\text{C}$ от 1,12 до 3,07‰ PDB. В более ранних исследованиях изотопов углерода и кислорода в доломитах озер Куронг по составу выделены два типа доломита [Botz, Von der Borch, 1984]. Первый тип представлен мелкозернистым и относительно изотопно-легким доломитом ($\delta^{13}\text{C}$ = от -1 до -2‰; $\delta^{18}\text{O}$ = от 3 до 5‰), в второй тип – более крупнозернистым, с избытком Mg и более тяжелый ($\delta^{13}\text{C}$ 3...4‰, а $\delta^{18}\text{O}$ 5...6‰). Предполагается, что «легкий» доломит представляет собой первичный осадок из модифицированных испарением континентальных вод, тогда как «тяжелый» доломит мог образовываться из вод, близких к равновесию с атмосферным CO_2 [Botz, Von der Borch, 1984].

Результаты изотопных исследований в доломитах из разреза эвапоритовой толщи пермского возраста Сюкеевского месторождения гипса, которое является примером пермского сульфатного галогенеза на востоке Русской плиты [Сунгатуллин, Кулешов, Кадыров, 2014]. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в доломитах варьируют от 0,3 до 6,6‰, а $\delta^{18}\text{O}$ - от 28,0 до 36,6‰.

Величины изотопных отношений по палеозойским доломитам выпаривания более близки к наиболее тяжелым изотопным меткам доломитов сотчемкыртинского горизонта, чем современные доломиты озер Куронга. В исследуемых авторами толщах величины $\delta^{18}\text{O}$ доломитовых пород не превышают 28...29‰ SMOW, хотя выпаривание вод до сульфатной стадии в неравновесных условиях вод с атмосферой могло приводить к подобному эффекту вследствие изотопного истощения [Swart, 2015]. Тем не менее, присутствие проб с относительно легкими и аномально легкими значениями параметров в сотчемкыртинских эвапоритовых толщах региона требует объяснения. Как правило, аномально легкие пробы выявлены в разрезах, содержащих карстовые брекчии, с обломками в разной степени дедоломитизированных доломитов. В дедоломитах значения $\delta^{13}\text{C}$ достигают -8,0...-9,1‰ и $\delta^{18}\text{O}$ 23,03...20,5‰. Однако самые большие отрицательные отклонения демонстрируют брекчированные доломиты из зоны тектонического нарушения в скв. 32-Хасырейская ($\delta^{13}\text{C}$ - 10,5‰; $\delta^{18}\text{O}$ 12,7‰). Причиной изотопного облегчения в первом случае, очевидно, является

процесс дедоломитизации (замещения доломита кальцитом), во втором – (гидро-) термальная доломитизация.

Дедоломитизация – распространенный диагенетический процесс и часто связан с растворением сульфатных минералов в смешанных карбонатно-сульфатных толщах. Повышенное соотношение $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ приводит к растворению доломита и осаждению кальцита. В среднедевонской эвапоритовой формации «Prairie» (северо-восток Канады) породы испытали карстификацию вблизи эрозионной границы осадочной последовательности (секвенции) [Hauck et al., 2018]. Авторы отмечают процесс дедоломитизации доломитовых микритов, связанный с карстификацией эвапоритов. Отрицательные значения $\delta^{18}\text{O}$ и низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ дедоломита (в среднем $\delta^{18}\text{O}$ -13,6‰ PDB и $\delta^{13}\text{C}$ 0,5‰ PDB) при сравнении с замещенным доломитом ($\delta^{18}\text{O}$ -6,0‰ PDB и $\delta^{13}\text{C}$ 1,2‰ PDB) указывают на изотопно-легкую жидкость. Отрицательные значения $\delta^{18}\text{O}$ авторы объясняют диагенезом, под влиянием метеорных флюидов на небольших глубинах, а отсутствие заметного облегчения углерода может свидетельствовать о наследовании изотопных меток карбонатного протолита. Наиболее легкими являются дедоломиты, развитые по обогащенным органическим веществом сланцам (средние значения $\delta^{18}\text{O}$ -14,1‰ PDB и $\delta^{13}\text{C}$ -9,5‰ PDB соответственно). Причиной легких значений углерода предполагается окисление органического вещества с сульфатом в качестве окислителя [Swart, 2015].

Отличием дедоломитов вала Гамбурцева является также развитие в них более поздних, чем процесс дедоломитизации пустот выщелачивания и значительное облегчение обоих параметров. Легкий изотопный состав изотопов углерода позволяет полагать, что заместивший доломит кальцит частично наследует легкий углерод растворенного в воде CO_2 , расчетное содержание которого в пробах пластовых вод некоторых скважин Нядейюской залежи составляет 1122–2825 мг/л (при $\text{pH} = 4,0$) [Майдль и др., 2024а]. Из дедоломитов, обладающих высокой пористостью выщелачивания, при опробовании скважин этой площади отмечены выбросы нефтяного газа. Пробы агрессивных ненасыщенных карбонатами вод получены из пластов пород, расположенных вблизи водо-газо-нефтяных контактов. Сочетание воды, ангидрита и нефти создает благоприятные условия для процессов термальной сульфатредукции (TSR). Например, вторичный кальцит, частично замещающий конкреции ангидрита в газоносном поле формации Nisku (верхний девон, Канада), имеет значения $\delta^{13}\text{C}$ от -18‰ до -12‰ [Mougin et al., 2007]. Изотопно-легкий углерод, по-видимому, появляется в процессе окисления УВ, а не наследуется из доломитовой матрицы (для которой значения $\delta^{13}\text{C}$ составляет 2‰) и является результатом термальной сульфатредукции.

Наблюдения в природных обнажениях (свита Смаковер – юра США, пермо-триас -

Абу-Даби и др.) показали, что TSR происходила в глубоко погруженных резервуарах, в присутствии ангидрита при температурах выше 120-140°C. Углеводороды потреблялись в богатых сульфатами средах, для производства H_2S , CO_2 , серы и твердого битума. Ангидрит замещался вторичным кальцитом [Mougin et al., 2007]. Термодинамические расчеты демонстрируют, что при добавлении ангидрита в углеводородную систему все реагенты расходуются, образуя сероводород, воду и кальцит одновременно [Manzano, Fowler, Machel, 1997]. Когда углеводородная система включает только метан, единственным газообразным продуктом TSR является сероводород, тогда как в присутствии C_{2+} также образуется диоксид углерода. Углерод во вторичный кальцит поступил из углеводородов, а самородная сера - из ангидрита. Метан реагировал только в очень глубоких резервуарах, где температура высока. Изотопная метка углерода указывает на то, что жирные газы (C_{2+}) более склонны к реакции по сравнению с метаном.

Анализ ситуации позволяет говорить о воздействии на дедоломиты агрессивных вод, которые по мере насыщения отлагали аномально легкий кальцит, влияющий на величину $\delta^{13}C$ породы в целом.

Возможное влияние процессов карстификации на изотопную запись пород также вызывает дискуссии. Относительно применения изотопии для диагностики проявлений карстификации пород не так много данных. Установлено, что эпигенный спелеогенез не приводит к изменению вмещающих карст карбонатных пород, так как его формирование (в зоне аэрации на границе с фреатической зоной) не предполагает длительного взаимодействия инфильтрационных водных потоков с растворяемыми породами. Гипогенный карст образуется восходящими потоками вод, приобретших свою кислотность из глубинных источников. Этот процесс происходит в широком диапазоне геологических условий и в различных литологических обстановках.

В результате исследования стенок карстовых пещер [Дублянский и др., 2013; Spotl et al., 2021] показано, что гипогенный карст в известняках может приводить к облегчению значений $\delta^{13}C$ на 12‰ и $\delta^{18}O$ на 15‰ в пристеночной зоне в несколько сантиметров шириной. В доломитовых толщах эти же процессы не изменяли изотопный состав, но могли приводить к дедоломитизации.

Влияние глубинного карста на изотопный состав пород избирательно и локально, вряд ли способно вносить статистически значимый вклад в проанализированные выборки пород, хотя отдельные точечные пробы брекчий скв. 28-Черпаюская демонстрируют аномально легкие значения $\delta^{13}C$ до -8,59‰, в среднем же составляют -4,15‰. Значения же $\delta^{18}O$ (22,41...29,35‰) не отличаются от вмещающих пород. Новообразованный кальцит

характеризуется аномально облегченным изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C}$ до $-9\ldots 10,5\text{‰}$), и в редких случаях кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ до $11,6\ldots 14,4\text{‰}$). Низкие значения могут свидетельствовать о повышенной температуре флюидов, связанных с процессами переформатирования эпигенного карста в гипогенный, либо о фильтрации гидротермальных растворов при тектонической активизации.

Гидротермальная доломитизация обычно считается синонимом доломитизации, вызванной выбросом жидкостей под избыточным давлением из глубины [Dublyansky, 2000a, 2000b; Smith, Davies, 2006; Xiao et al., 2013], но транспортное моделирование позволяет рассматривать и другие сценарии - доломитизации в рамках гидротермальной конвекции [Benjakul et al., 2020]. Согласно этой альтернативной концепции, высокотемпературный доломит может осаждаться там, где морская вода затягивается в конвекционную систему, которая формируется внутри крутого высокопроницаемого канала – зоны в периоды повышенного теплового потока. Такой сценарий наиболее вероятен для бассейнов растяжения/сжатия, сопряженных с тектоническим развитием территории, когда образуются разломные зоны и геотермические градиенты повышены. Скорость адвентивной передачи тепла горячими флюидами нижних горизонтов чехла и фундамента по сравнению с холодной морской водой, определяет распределение доломита в пределах поля течения и размер доломитовых тел, образующихся внутри конвективной ячейки.

Сравнение наших результатов с эталонными примерами различных обстановок свидетельствует о возможном наличии в породах изотопных «сигналов» практически всех описанных выше процессов.

Результаты минералого-геохимических исследований позволяют выделить ряд этапов влияния эпигенетических процессов на форматирование пустотного пространства карбонатных пород в ходе литогенеза. Соотношение их с тектоническими этапами развития территории и генерации углеводородов представлены в табл. 3.

Первый этап характеризует *диагенез* пород в режиме рифтинга и растяжения при погружении ордовикско-нижнедевонских толщ. Рубежом является позднелохковское (D_{1sk}) время, с которым в наиболее погруженных частях эпиконтинентального бассейна и изолированных при завершении седиментационного цикла связаны процессы доломитизации по модели рефлюкса, осаждения гипса/ангидрита из рапы и ангидритовых цементов из рассолов просачивания. Замещение минералов в условиях открытой системы описываются моделью осаждение – растворение, а изменение пористости определяются разницей в мольных объемах кальцита – доломита – ангидрита.

Таблица 3

Основные этапы эпигенеза нижнедевонских (D₁) отложений вала Гамбурцева

Этап	Процесс	Режим тектонический	Время/рубеж	Примечание. Процессы, влияющие на пустотность пород
1	Диагенез. Эвапоритизация, рефлюкс- доломитизация. Осаждение гипса/ангидрита из рапы и цементов из рассолов просачивания.	Рифтинг, сброс, погружение.	O –D ₁ D ₁ sk	Растяжение (дилатансия +), процессы осаждения/растворения (пористость = баланс разницы в мольных объемах кальцита – доломита - ангидрита).
2	Спелиогенез, эпигенный карст, сульфатный карст, дедоломитизация. Выщелачивание при пресноводном диагенезе.	Структурная инверсия, поднятие, размыв отложений.	D ₂ /D ₃	Карстовые пустоты, режим инфильтрации, выщелачивание кальцита в доломитизированных породах.
3	Генерация и начало миграции нефти, сульфатредукция при растворении эвапоритов O ₃ и D ₁ .	Этап погружения	D ₃ -C-P	Погружение. Режим элизионный и напорный гидростатический. Коллапс карста (дилатансия - со схлопыванием пустот и подрастанием трещин).
4-5	Массивные доломитовые тела, доломиты рекристаллизации и доломитовые цементы. Заполнение ловушек УВ.	Этапы тектонической активизации и перестроек. Формирование взбросо-надвиговой структуры вала с элементами горизонтального сдвига (транспрессия).	Главные фазы тектогенеза P/T; T/J.	Сжатие-растяжение. Зоны разуплотнения и трещиноватости, дилатансия с увеличением пустотности. Растворение и карст под воздействием агрессивных теплых геотермальных и гидротермальных флюидов.

Второй этап - телогенез. Режим поднятия сформированных толщ к дневной поверхности и вывод в зону аэрации и эрозии преимущественно в среднедевонское (предфранское) время. *Развитие эпикарста*, заполнение трещин каналов элювием. Пресноводный диагенез в зоне свободного водообмена приводил к появлению фреатических карбонатных цементов, а также к растворению кальцита, что приводило к «принудительной доломитизации» и увеличивало пористость в доломитах [Махнач, 2000, 2007].

Третий этап. Возобновление погружения толщи в позднедевонско-пермское время, формирование очагов генерации УВ, процессы сульфатредукции с выделением CH₄; H₂S; CO₂.

Четвертый и пятый этапы – основные образующие структуру гряды Уральской и

Пай-Хойской фаз тектогенеза и их рубежей Р/Т и Т/Ј. Они сопровождались кардинальной перестройкой структурного плана, формированием проницаемых трещинных зон, раскрытием ранее «закрытых» глубинных водно-углеводородных систем. Переформатирование пустотного пространства пород связано с поступлением обогащенных H_2S ; CO_2 растворов в верхние этажи. Поступление по разломам термальных флюидов нижних горизонтов осадочного чехла, гидротермальных вод, продуктов сульфатредукции и пр. Характерны процессы рекристаллизации доломита, растворения и осаждения крупно-грубозернистых цементов в кавернах и трещинах, седловидный и железистый доломит. Формирование резервуара происходит в режиме сжатие-растяжение, способствующем процессу дилатансия с увеличением объема (= пустотности). Результатом являются зоны разуплотнения и трещиноватости, а также карст под воздействием агрессивных теплых геотермальных и гидротермальных флюидов.

Шестой этап характеризует процессы изменения пород, проходящие в настоящее время и установленные по ранее опубликованным авторами результатам термодинамических расчетов насыщенности вод комплекса минералами [Майдль и др., 2024а]. Помимо высокой степени насыщения вод доломитом и близких к равновесию насыщением кальцитом, гипсом и ангидритом, установлены пробы вод с высоким содержанием растворенной углекислоты, сильно ненасыщенные кальцитом, трактуемые авторами как результат сульфатредукции на водонефтяном контакте залежи.

Заключение

Проведенные исследования демонстрируют значительный вклад в формирование современного облика и свойств пород процессов доломитизации, сульфатизации, дедоломитизации, карстификации пр. Для моделирования результатов этих процессов в нижнедевонской толще вала Гамбурцева предлагается использовать реакционно-транспортные модели доломитизации рефлюкса, гидротермальной доломитизации и модели диагенеза метеорными и другими реакционными ненасыщенными по карбонатам флюидами. Результаты позволяют сделать некоторые заключения о влиянии эпигенетических процессов на форматирование пустотного пространства карбонатных пород в ходе литогенеза и наметить этапы их проявления.

1. Разрезы нижнего девона в скважинах вала Гамбурцева демонстрируют значительную вещественную неоднородность, отражающуюся в их стратификации, позволяя говорить о локализованных зонах интенсивных эпигенетических преобразований. В частности, об уровнях массовой вторичной доломитизации, о приуроченности галогенеза к разрезам северной части вала с образованием массивных слоев гипса и ангидрита. Локальность

эвапоритовой седиментации во многом определила неоднородность локализации девонских карстовых систем, а растворение ангидритов - локализацию процесса *дедоломитизации* (замещения доломита кальцитом).

2. Девонские карстовые системы являются продуктом поверхностных процессов, элювиальных и карстовых наносов, а также дальнейшего уплотнения при погружении и последующим его подновлении и омоложении процессами гипогенного спелеогенеза. Все это приводит к сложности выявления и разработки в них карбонатных коллекторов. Дедоломитизация – замещение доломита кальцитом - распространенный диагенетический процесс в обстановках неглубокого захоронения и часто связан с карстом сульфатов в смешанных карбонатно-ангидритовых последовательностях. Процесс отрицательно влиял на пористость пород изученных разрезов.

3. Доломитизация в изучаемых отложениях развита очень широко и отличается разнообразием проявления процесса/процессов, морфологическими особенностями разных генераций доломитовых кристаллов, степенью замещения известняковых пород. Продуктивные интервалы развития коллекторов связаны с телами массивных вторичных доломитов, которые локализованы на нескольких уровнях овинпармского горизонта (D_{1ор}), вероятно, соединяясь на отдельных площадях и участках в единое тело, а границы таких тел часто нарушают наслоение.

4. Среди пористо-кавернозных вторичных доломитов выделяется несколько морфоструктурных разновидностей, которые различаются морфологией пустотного пространства и литолого-петрофизическими свойствами, а также последовательностью и условиями преобразования. Морфологические, минералогические и геохимические особенности вторичных преобразований пород-коллекторов дают основание полагать участие в формировании доломитов разновременных процессов различной природы. Однако современный облик коллекторов каверново-порово-трещинного типа является результатом взаимодействия с агрессивными растворами, соответствующими по своим характеристикам гидротермальным флюидам, включающим, вероятно, и продукты растворения соленосных толщ ордовика, и термальной сульфатредукции.

5. Пустоты выщелачивания, связанные с поздними «наложенными» процессами, характерны для разрезов скважин тектонических сложных блоков Нядейюской и Хасырейской структур. Они свидетельствуют о воздействии на породу агрессивных к карбонатам кислых вод. Подобными характеристиками обладают воды залежей УВ с ангидритовой покрывкой, отобранные в зоне водо-газо-нефтяных контактов. Сопоставление данных позволяет предполагать, что возникновение пустот выщелачивания является комплексным результатом процессов: растворения ангидритов, биodeградации нефтей и

сульфатредукции.

6. Однотипность установленной аутигенной минерализации с минерализацией кальцит-сульфидно-барит-флюоритового подтипа Пайхойско-Новоземельской провинции подчеркивает ее генетическую связь с Пай-Хойской (киммерийской) фазой складчатости, ответственной за формирование тектонической структуры вала. Аномальные содержания Sr, Ba, F, связанные с аутигенными целестином, баритом, флюоритом карстовых брекчий, предполагают эволюцию первично эпигенного карста в гипогенный и циркуляцию относительно низкотемпературных гидротермальных флюидов в карстовой системе во время усиления тектонической активности.

7. Результаты исследований стабильных изотопов демонстрируют, что легким изотопным составом углерода и кислорода древние доломиты далеко не всегда обязаны метеорным водам. Использование стабильных изотопов в качестве инструмента для определения условий эпигенетических преобразований не сводится к нанесению данных на откалиброванные по условиям седиментации графики и невозможно без учета геологии региона, детальной литологии и комплекса других минералого-геохимических исследований.

Литература

Антипова К.А. Реконструкция условий образования и залегания суперколлекторов на больших глубинах в результате фильтрации мультифазных флюидов // Строительство нефтяных и газовых скважин на суше и на море. - 2012. - №6. - С. 27-33.

Вилесов А.П., Захарова О.А., Заграновская Д.Е., Рассказова С.Н., Степанова В.С. История формирования и оценка перспектив нефтегазоносности карбонатных резервуаров овинпармского горизонта нижнего девона Долгинско-Папанинской структурной зоны (шельф Тимано-Печорской плиты) // Ргонефть. Профессионально о нефти. - 2020. - Вып. 4. - С. 24-32. DOI: [10.7868/S2587739920040035](https://doi.org/10.7868/S2587739920040035)

Дублянский Ю.В., Климчук А.Б., Тимохина Е.И., Амеличев Г.Н., Шнётль К. Изменение изотопного состава пород в пристеночных зонах гипогенных карстовых каналов Предгорного Крыма // Спелеология и карстология. - 2013. - №10. - С. 58-75.

Душин А.С., Мельников А.В., Федоров А.В., Рыкус М.В. Новая флюидодинамическая модель карбонатного коллектора месторождения им. Р. Требса на основе синтеза геологических и промысловых данных // Нефтегазовое дело. - 2016. - №1. - С. 20-44.

Душин А.С., Рыкус М.В., Наумов Г.В., Гаймалетдинова Г.Ф. Условия осадконакопления, диагенетические процессы и их влияние на коллекторские свойства верхнесилурийско-нижнедевонских карбонатных пород месторождений им. Р. Требса и А. Титова // Нефтегазовое дело. - 2015. - № 5. - С. 20-44.

Жемчугова В.А., Маслова Е.Е. Вторичная доломитизация как фактор, определяющий коллекторские свойства нижнедевонских отложений восточного борта Хорейверской впадины (Тимано-Печорский нефтегазоносный бассейн) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. - 2020. - № 3. - С. 47-56.

Майдль Т.В. Литология и коллекторы продуктивных карбонатных отложений нижнего девона вала Гамбурцева // Геология и ресурсы горючих ископаемых европейского Севера СССР. Труды Института геологии Коми НЦ УрО АН СССР. - 1989. - Вып. 69. - С. 34-46.

Майдль Т.В., Жемчугова В.А., Наумчев Ю.В. Геохимические предпосылки выделения предфранского несогласия в девонском разрезе Тимано-Печорского осадочно-породного

бассейна // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. - 2018. - № 285 (9). - С. 30-38. DOI: [10.19110/2221-1381-2018-9-30-38](https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-9-30-38)

Майдль Т.В., Митюшева Т.П., Ульныров И.Л., Нечаев М.С. Влияние состава пластовых рассолов на эпигенетические изменения верхнесилурийско-нижнедевонских карбонатных пород вала Гамбурцева (Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. - 2024а. - Т.19. - №3. - https://www.ngtp.ru/rub/2024/22_2024.html EDN: BOOZTS

Майдль Т.В., Нечаев М.С. Концептуальная модель формирования нижнедевонских отложений северо-востока Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России: материалы XVIII Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2024. - Т. III. - С. 48-50. EDN: [JYUDNO](https://www.ngtp.ru/rub/2024/22_2024.html)

Майдль Т.В., Сокерина Н.В., Нечаев М.С., Ульныров И.Л., Исаенко С.И. Флюидный режим образования вторичных доломитов в палеозойских карбонатных коллекторах Хасырейского месторождения (вал Гамбурцева) // Вестник геонаук. - 2024б. - №7(355). - С. 3-12. DOI: [10.19110/geov.2024.7.1](https://doi.org/10.19110/geov.2024.7.1)

Малышев Н.А. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов европейского севера России. - Екатеринбург: УрО РАН, 2002. - 271 с.

Махнач А.А. Водоносные системы как арены катагенеза горных пород // Гидрогеохимия осадочных бассейнов: Труды Российской научной конференции. - Томск: Изд-во НТЛ, 2007. - С. 43-50.

Махнач А.А. Стадиальный анализ литогенеза. - Минск: БГУ, 2000. - 255 с.

Наноминералогия. Ультра- и микродисперсное состояние минерального вещества. - СПб.: Наука, 2005. - 581 с.

Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафтов. - М.: Изд-во Московского государственного университета, 1999. - 610 с.

Прищепа О.М., Богацкий В.И., Макаревич В.Н., Чумакова О.В., Никонов Н.И., Куранов А.В., Богданов М.М. Новые представления о тектоническом и нефтегазогеологическом районировании Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Нефтегазовая геология. Теория и практика. - 2011. - Т.6. - №4. - http://www.ngtp.ru/rub/4/40_2011.pdf EDN: [OYOEMB](https://www.ngtp.ru/rub/4/40_2011.pdf)

Ромашкин Ю.Н. Закономерности локализации, минеральный состав и условия образования флюоритопроявлений в бассейне р. Песчаной (Северо-восточный Пай-Хой) // Рудогенез на Тимане и севере Урала. Сыктывкар: Ротапринт КФ АН СССР, 1981. - С. 44-53.

Сахибгареев Р.С. Изменение коллекторов на водонефтяных контактах // ДАН СССР. - 1983. - Т. 271. - № 6. - С. 1456-1460.

Сергеева Э.И. Эпигенез осадочных пород: Учеб. пособие. - СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2004. - 152 с.

Сотникова А.Г. Варандей-Адзвинский авлакоген: зоны нефтегазонакопления в карбонатных среднеордовик-нижнедевонских отложениях и приоритетные направления геологоразведочных работ на углеводородное сырьё (суша, Печороморский шельф) // Геология нефти и газа. - 2009. - №2. - С. 10-21.

Стефанов Ю.П. Режимы дилатансии и уплотнения развития деформации в зонах локализованного сдвига // Физическая мезомеханика. - 2010. - № 13. - С. 44-52.

Ступакова А.В. Тимано-Печорский бассейн. Строение и основные этапы развития // Георесурсы. - 2017. - №1. - С. 56-64. DOI: [10.18599/grs.19.7](https://doi.org/10.18599/grs.19.7)

Сунгатуллин Р.Х., Кулешов В.Н., Кадыров Р.И. Изотопный состав ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$) доломитов из пермских эвапоритовых толщ востока Русской Плиты (на примере Сюкеевского месторождения гипса) // Литология и полезные ископаемые. - 2014. - №5. - С. 432-442. DOI: [10.7868/S0024497X14050073](https://doi.org/10.7868/S0024497X14050073)

Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. - Екатеринбург: УрО РАН, 1998. - 240 с.

Тимонин Н.И., Юдин В.В., Беляев А.А. Палеогеодинамика Пай-Хоя. - Екатеринбург: УрО РАН, 2004. - 228 с.

Ульныров И.Л., Майдль Т.В. Литология, условия осадконакопления и формирование пород-коллекторов верхнесилурийских карбонатных отложений вала Гамбурцева (Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. - 2023. - Т.18. - №3. - http://www.ngtp.ru/rub/2023/26_2023.html EDN: [ZQRFWL](#)

Ульныров И.Л., Нечаев М.С. Литология и пустотное пространство верхнесилурийско-нижнедевонских карбонатных отложений южной части вала Гамбурцева (Варандей-Адзвинская структурная зона) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. - 2024. - № 3. - С. 28-39. EDN: [FXNCIR](#)

Юрьева З.П. Нижнедевонские отложения северо-востока европейской части России (стратиграфия, корреляция). - Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. - 164 с.

Agar S.M., Geiger S. Fundamental controls on fluid flow in carbonates: Current workflows to emerging technologies // Geological Society London Special Publications. - 2014. - Vol. 406. - P. 1-59. DOI: [10.1144/SP406.18](#)

Allan J.R. Matthews R.K. Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis // Sedimentology. - 1982. - Vol. 29. - P. 797-817.

Benjakul R., Hollis C., Robertson H.A., Sonnenthal E.L., Whitaker F.F. Understanding controls on hydrothermal dolomitisation: insights from 3D reactive transport modelling of geothermal convection // Solid Earth. - 2020. - Vol. 11. - P. 2439-2461.

Botz R.W., Von der Borch C.C. Stable isotope study of carbonate sediments from the Coorong area, South Australia // Sedimentology. -1984. - Vol. 31. - P. 837-849.

Dublyansky Y.V. Dissolution of carbonates by geothermal waters // Speleogenesis. Evolution of karst aquifers. - 2000a. - P. 158-159.

Dublyansky Y.V. Hydrothermal speleogenesis: its settings and peculiar features // Speleogenesis. Evolution of karst aquifers. - 2000b. - P. 292-297.

Escorcia L.C., Gomez-Rivas E., Daniele L., Corbella M. Dedolomitisation and reservoir quality: insights from reactive transport modelling // Geofluids. - 2013. - Vol. 13. - P. 221-231. DOI: [10.1111/gfl.12023](#)

Goldstein R.H. Changing conceptual models in carbonate diagenesis: In Karst from recent to reservoirs. Karst-Waters Institute Special Publication. - 2008. - Vol.14. - P. 81-88.

Hardie L.A. Dolomitization - a critical-view of some current views // Journal of Sedimentary Research. - 1987. - Vol. 57. - P. 166-183. DOI: [10.1306/212F8AD5-2B24-11D7-8648000102C1865D](#)

Hauck T.E., Corlett H.J., Grobe M., Walton E.L., Sansjofre P. Meteoric diagenesis and dedolomite fabrics in precursor primary dolomicrite in a mixed carbonate - evaporite system // Sedimentology. - 2018. - Vol. 65. - P. 1827-1858. DOI: [10.1111/sed.12448](#)

Hollis C. Diagenetic controls on reservoir properties of carbonate successions within the Albian-Turonian of the Arabian Plate // Petroleum Geoscience. - 2011. - Vol. 117. - P. 223-241. DOI: [10.1144/1354-079310-032](#)

Jones G.D., Whitaker F.F., Smart P.L., Sanford W.E. Fate of reflux brines in carbonate platform // Geology. - 2002. - Vol. 30. - No. 4. - P. 371-374.

Land L.S. The origin of massive dolomite // Journal of Geological Education. - 1985. - Vol. 33. - P. 112-125. DOI: [10.5408/0022-1368-33.2.112](#)

Lapointe P., Bogatsky V.I., Martynov A.M. Example of Lower Devonian karstified fields, Gamburtsev swell // Geology of the Devonian System: Proceedings of the International Symposium. Syktyvkar: Geoprint, 2002. - P. 271-272.

Loucks R.G. A review of coalesced, collapsed-paleocave systems and associated suprastratal deformation // Time in karst. - 2007. - Vol. 36. - No. 1. - P. 121-132. DOI: [10.3986/aC.V36i1.214](#)

Lucia F.J. Carbonate Reservoir Characterization. - New York. Springer, 1999. - 225 p.

Machel H.G. Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings-old and new insights // Sedimentary Geology. - 2001. - Vol. 140. - Issues 1-2. - P. 143-175.

DOI: [10.1016/S0037-0738\(00\)00176-7](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00176-7)

Machel H.G. Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. In: The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs // Geological Society. - 2004. - Vol. 235. - P. 7-63. DOI: [10.1144/GSL.SP.2004.235.01.02](https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.235.01.02)

Machel H.G., Mountjoy E.W. Chemistry and environments of dolomitization - a reappraisal // Earth-Science Reviews. - 1986. - Vol. 23. - P. 175-222.

Manzano B., Fowler M.G., Machel H.G. The influence of thermochemical sulphate reduction on hydrocarbon composition in Nisku reservoirs // Org. Geochem. - 1997. - Vol. 27. - P. 507-521.

Moore C.H. Carbonate diagenesis and porosity. - Amsterdam: Elsevier, 1989. - 338 p.

Mougin P., Lamoureux-Var V., Bariteau A., Huc A.Y. Thermodynamic of thermochemical sulphate reduction // Petroleum Science and Engineering. - 2007. - Vol. 58. - P. 413-427. DOI: [10.1016/j.petrol.2007.01.005](https://doi.org/10.1016/j.petrol.2007.01.005)

Roure F., Swennen R., Schneider F., Faure J.L., Ferket H., Guilhaumou N., Osadetz K., Robion P., Vandeginste V. Incidence and Importance of Tectonics and Natural Fluid Migration on Reservoir Evolution in Foreland Fold-and-Thrust Belts // Oil & Gas Science and Technology. - 2005. - Vol. 60. - No.1. - P. 67-106. DOI: [10.2516/ogst:2005006](https://doi.org/10.2516/ogst:2005006)

Smith L.B., Davies G.R. Structurally controlled hydrothermal alteration of carbonate reservoirs // AAPG Bulletin. - 2006. - Vol. 90. - No.11. - P. 1635-1640. DOI: [10.1306/intro901106](https://doi.org/10.1306/intro901106)

Spotl C., Dublyansky Y.V., Koltai G., Honiat Ch., Plan L., Angerer T. Stable isotope imprint of hypogene speleogenesis: Lessons from Austrian caves // Chemical Geology. - 2021. - Vol. 572. - P. 120-209. DOI: [10.1016/j.chemgeo.2021.120209](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120209)

Swart P.K., Oehlert A.M. Revised interpretations of stable C and O patterns in carbonate rocks resulting from meteoric diagenesis // Sedimentary Geology. - 2018. - Vol. 364. - P. 14-23. DOI: [10.1016/j.sedgeo.2017.12.005](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.12.005)

Swart P.K. The geochemistry of carbonate diagenesis: The past, present and future // Sedimentology. - 2015. - Vol. 62. - P. 1233-1304. DOI: [10.1111/sed.12205](https://doi.org/10.1111/sed.12205)

Mesozoic and Cenozoic carbonate systems of the Mediterranean and the Middle East: stratigraphic and diagenetic reference models - an introduction. In: Van Buchem F.S., Gerdes K.D., Esteban M. (eds) Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East: Stratigraphic and Diagenetic Reference Models. Geological Society, London, Special Publications. - 2010. - Vol. 329. - P. 1-7.

Wacey D., Wright D.T., Boyce A.J. A stable isotope study of microbial dolomite formation in the Coorong Region, South Australia // Chemical Geology. - 2007. - Vol. 244. - P. 155-174. DOI: [10.1016/j.chemgeo.2007.06.032](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.06.032)

Warren J.K. Dolomite: Occurrence, evolution and economically important associations // Earth-Science Reviews. - 2000. - Vol. 52. - P. 1-81. DOI: [10.1016/S0012-8252\(00\)00022-2](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00022-2)

Whitaker F.F., Jones G.D., Sanford W.E., Smart P.L., Wilson A.M. Hydrology, geochemistry and diagenetic potential of Saline ground waters: field results from the Bahamas and model studies // Karst Waters Institute Special Publication. - 2002. - Vol. 7. - P. 124-128.

Whitaker F.F., Smart P.L. Geochemistry of meteoric diagenesis in carbonate islands of the northern Bahamas: 2. Geochemical modelling and budgeting of diagenesis // Hydrological Processes. - 2007. - Vol. 21. - No. 7. - P. 967-982. DOI: [10.1002/hyp.6533](https://doi.org/10.1002/hyp.6533)

Whitaker F.F., Smart P.L., Jones G.D. Dolomitization: from conceptual to numerical models // Special Publication of the Geological Society. - 2004. - Vol. 235. - P. 99-139. DOI: [10.1144/GSL.SP.2004.235.01.05](https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.235.01.05)

Whitaker F.F., Smart P.L., Vahrenkamp V.C., Nicholson H., Wogelius R. Dolomitization by near-normal sea-water? Field evidence from the Bahamas // Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. - 1994. - Vol. 21. - P. 111-132.

Whitaker F.F., Xiao Y. Reactive transport modeling of early burial dolomitization of carbonate platforms by geothermal convection // AAPG Bulletin. - 2010. - Vol. 94. - P. 889-917. DOI: [10.1306/12090909075](https://doi.org/10.1306/12090909075)

This is an open access article under the CC BY 4.0 license

Received 29.04.2025

Published 24.07.2025

Maydl' T.V., Ul'nyrov I.L., Nechaev M.S.

Institute of Geology named after Academician N.P. Yushkin of the Federal Research Center "Komi Scientific Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences", Syktyvkar, Russia, maydl@geo.komisc.ru, ulnyrov_iv@mail.ru, m.s.nechaev@ro.ru

THE ROLE OF EPIGENESIS IN THE FORMATION OF THE LOWER DEVONIAN CARBONATE RESERVOIR OF THE GAMBURTSEV SWELL (TIMAN-PECHORA PETROLEUM PROVINCE)

Based on lithological and mineralogical studies and the distribution features of C, O isotopes and Sr, Ba, F elements in the carbonate strata of the Lower Devonian reservoir of the swell, the main epigenetic processes in the rocks were determined, the conditions of their occurrence were characterized, and conceptual models of epigenesis that satisfy these conditions were proposed. The studies demonstrate a significant contribution to the formation of the modern appearance and properties of rocks by the processes of dolomitization, sulfatization, dedolomitization, karstification, etc. To model the results of these processes in the Lower Devonian strata of the Gamburtsev Swell (Varandey-Adzva structural-tectonic zone), it is proposed to use reaction-transport models of reflux dolomitization, hydrothermal dolomitization, and models of diagenesis by meteoric and other reaction fluids unsaturated with carbonates.

Keywords: carbonate and carbonate-sulfate rocks, Lower Devonian reservoir, epigenetic processes, C and O isotopes, Sr, Ba, F microelements, epigenesis model, Gamburtsev Swell, Varandey-Adzva structural-tectonic zone, Timan-Pechora oil and gas province.

For citation: Maydl' T.V., Ul'nyrov I.L., Nechaev M.S. Rol' epigeneza v formirovanii nizhnedevonskogo karbonatnogo rezervuara vala Gamburtseva (Timano-Pechorskaya neftegazonosnaya provintsiya) [The role of epigenesis in the formation of the Lower Devonian carbonate reservoir of the Gamburtsev swell (Timan-Pechora petroleum province)]. Neftegazovaya Geologiya. Teoriya i Praktika, 2025, vol. 20, no. 3, available at: https://www.ngtp.ru/rub/2025/26_2025.html EDN: IQFVGP

References

Agar S.M., Geiger S. Fundamental controls on fluid flow in carbonates: Current workflows to emerging technologies // *Geological Society London Special Publications*, 2014, vol. 406, pp. 1-59. DOI: [10.1144/SP406.18](https://doi.org/10.1144/SP406.18)

Allan J.R. Matthews R.K. Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, 1982, vol. 29, pp. 797-817.

Antipova K.A. Rekonstruktsiya usloviy obrazovaniya i zaleganiya superkollektorov na bol'shikh glubinakh v rezul'tate fil'tratsii mul'tifaznykh flyuidov [Reconstruction of the conditions of formation and occurrence of superreservoirs at great depths as a result of filtration of multiphase fluids]. *Stroitel'stvo neftyanykh i gazovykh skvazhin na sushe i na more*, 2012, no. 6, pp. 27-33. (In Russ.).

Benjakul R., Hollis C., Robertson H.A., Sonnenthal E.L., Whitaker F.F. Understanding controls on hydrothermal dolomitisation: insights from 3D reactive transport modelling of geothermal convection. *Solid Earth*, 2020, vol. 11, pp. 2439-2461.

Botz R.W., Von der Borch C.C. Stable isotope study of carbonate sediments from the Coorong area, South Australia. *Sedimentology*, 1984, vol. 31, pp. 837-849.

Dublyanskiy Yu.V., Klimchuk A.B., Timokhina E.I., Amelichev G.N., Shpetl' K. Izmenenie izotopnogo sostava porod v pristenochnykh zonakh gipogennykh karstovykh kanalov Predgornogo Kryma [Changes in the isotopic composition of rocks in the near-wall zones of hypogene karst channels of the Crimea Piedmont]. *Speleologiya i karstologiya*, 2013, no. 10, pp. 58-75. (In Russ.).

Dublyansky Y.V. Dissolution of carbonates by geothermal waters. *Speleogenesis*. Evolution of karst aquifers, 2000a, pp. 158-159.

Dublyansky Y.V. Hydrothermal speleogenesis: its settings and peculiar features. *Speleogenesis*. Evolution of karst aquifers, 2000b, pp. 292-297.

Dushin A.S., Mel'nikov A.V., Fedorov A.V., Rykus M.V. Novaya flyuidodinamicheskaya model' karbonatnogo kollektora mestorozhdeniya im. R. Trebsa na osnove sinteza geologicheskikh i promyslovykh dannykh [New fluid-dynamic model of the carbonate reservoir of the R. Trebs field based on the synthesis of geological and field data]. *Neftegazovoe delo*, 2016, no. 1, pp. 20-44. (In Russ.).

Dushin A.S., Rykus M.V., Naumov G.V., Gaymaletdinova G.F. Usloviya osadkonakopleniya, diageneticheskie protsessy i ikh vliyanie na kollektorskie svoystva verkhnesiluriysko-nizhnedevonskikh karbonatnykh porod mestorozhdeniy im. R. Trebsa i A. Titova [Sedimentation conditions, diagenetic processes and their influence on the reservoir properties of the Upper Silurian-Lower Devonian carbonate rocks of the R. Trebs and A. Titov fields]. *Neftegazovoe delo*, 2015, no. 5, pp. 20-44. (In Russ.).

Escorcia L.C., Gomez-Rivas E., Daniele L., Corbella M. Dedolomitisation and reservoir quality: insights from reactive transport modelling. *Geofluids*, 2013, vol. 13, pp. 221-231. DOI: [10.1111/gfl.12023](https://doi.org/10.1111/gfl.12023)

Goldstein R.H. Changing conceptual models in carbonate diagenesis: *In Karst from recent to reservoirs*. Karst-Waters Institute Special Publication, 2008, vol. 14, pp. 81-88.

Hardie L.A. Dolomitization - a critical-view of some current views. *Journal of Sedimentary Research*, 1987, vol. 57, pp. 166-183. DOI: [10.1306/212F8AD5-2B24-11D7-8648000102C1865D](https://doi.org/10.1306/212F8AD5-2B24-11D7-8648000102C1865D)

Hauck T.E., Corlett H.J., Grobe M., Walton E.L., Sansjofre P. Meteoric diagenesis and dedolomite fabrics in precursor primary dolomicrite in a mixed carbonate - evaporite system. *Sedimentology*, 2018, vol. 65, pp. 1827-1858. DOI: [10.1111/sed.12448](https://doi.org/10.1111/sed.12448)

Hollis C. Diagenetic controls on reservoir properties of carbonate successions within the Albian-Turonian of the Arabian Plate. *Petroleum Geoscience*, 2011, vol. 117, pp. 223-241. DOI: [10.1144/1354-079310-032](https://doi.org/10.1144/1354-079310-032)

Jones G.D., Whitaker F.F., Smart P.L., Sanford W.E. Fate of reflux brines in carbonate platform. *Geology*, 2002, vol. 30, no. 4, pp. 371-374.

Land L.S. The origin of massive dolomite. *Journal of Geological Education*, 1985, vol. 33, pp. 112-125. DOI: [10.5408/0022-1368-33.2.112](https://doi.org/10.5408/0022-1368-33.2.112)

Lapointe P., Bogatsky V.I., Martynov A.M. Example of Lower Devonian karstified fields, Gamburtsev swell. *Geology of the Devonian System: Proceedings of the International Symposium*. Syktyvkar: Geoprint, 2002, pp. 271-272.

Loucks R.G. A review of coalesced, collapsed-paleocave systems and associated suprastratal deformation. *Time in karst*, 2007, vol. 36, no. 1, pp. 121-132. DOI: [10.3986/aC.V36i1.214](https://doi.org/10.3986/aC.V36i1.214)

Lucia F.J. *Carbonate Reservoir Characterization*. New York. Springer, 1999, 225 p.

Machel H.G. Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings-old and new insights. *Sedimentary Geology*, 2001, vol. 140, issues 1-2, pp. 143-175. DOI: [10.1016/S0037-0738\(00\)00176-7](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00176-7)

Machel H.G. Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. In: *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs*. *Geological Society*, 2004, vol. 235, pp. 7-63. DOI: [10.1144/GSL.SP.2004.235.01.02](https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.235.01.02)

Machel H.G., Mountjoy E.W. Chemistry and environments of dolomitization - a reappraisal. *Earth-Science Reviews*, 1986, vol. 23, pp. 175-222.

Makhnach A.A. *Stadial'nyy analiz litogeneza* [Stage analysis of lithogenesis]. Minsk: BGU, 2000, 255 p. (In Russ.).

Makhnach A.A. Vodonosnye sistemy kak areny katageneza gornykh porod [Aquifer systems as arenas of rock catagenesis]. *Gidrogeokhimiya osadochnykh basseynov: Trudy Rossiyskoy nauchnoy konferentsii*. Tomsk: Izd-vo NTL, 2007, pp. 43-50. (In Russ.).

Malyshev N.A. *Tektonika, evolyutsiya i neftegeazonosnost' osadochnykh basseynov*

evropeyskogo severa Rossii [Tectonics, evolution and oil and gas potential of sedimentary basins of the European north of Russia]. Ekaterinburg: UrO RAN, 2002, 271 p. (In Russ.).

Manzano B., Fowler M.G., Machel H.G. The influence of thermochemical sulphate reduction on hydrocarbon composition in Nisku reservoirs. *Org. Geochem.*, 1997, vol. 27, pp. 507-521.

Maydl' T.V. Litologiya i kollektory produktivnykh karbonatnykh otlozheniy nizhnego devona vala Gamburtseva [Lithology and reservoirs of productive carbonate strata of the Lower Devonian of the Gamburtsev swell]. *Geologiya i resursy goryuchikh iskopaemykh evropeyskogo Severa SSSR. Trudy Instituta geologii Komi NTs UrO AN SSSR*, 1989, no. 69, pp. 34-46. (In Russ.).

Maydl' T.V., Mityusheva T.P., Ul'nyrov I.L., Nechaev M.S. Vliyanie sostava plastovykh rassolov na epigeneticheskie izmeneniya verkhnesiluriysko-nizhnedevoevskikh karbonatnykh porod vala Gamburtseva (Timano-Pechorskaya neftegazonosnaya provintsiya) [Effect of formation brine composition on epigenetic changes in Upper Silurian-Lower Devonian carbonate rocks of the Gamburtsev swell (Timan-Pechora petroleum province)]. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, 2024a, vol. 19, no. 3, available at: https://www.ngtp.ru/rub/2024/22_2024.html (In Russ.). EDN: [BOOZTS](#)

Maydl' T.V., Nechaev M.S. Kontseptual'naya model' formirovaniya nizhnedevoevskikh otlozheniy severo-vostoka Timano-Pechorskoy neftegazonosnoy provintsii [Conceptual model for the formation of Lower Devonian strata in the northeast of the Timan-Pechora petroleum province]. *Geologiya i mineral'nye resursy Evropeyskogo severo-vostoka Rossii: materialy XVIII Geologicheskogo s'ezda Respubliki Komi*, Syktyvkar: IG Komi NTs UrO RAN, 2024, vol. III, pp. 48-50. (In Russ.). EDN: [JYUDNO](#)

Maydl' T.V., Sokerina N.V., Nechaev M.S., Ul'nyrov I.L., Isaenko S.I. Flyuidnyy rezhim obrazovaniya vtorichnykh dolomitov v paleozoyskikh karbonatnykh kollektorakh Khasyreyskogo mestorozhdeniya (val Gamburtseva) [Fluid regime of secondary dolomites formation in Paleozoic carbonate reservoirs of the Khasyreya field (Gamburtsev swell)]. *Vestnik geonauk*, 2024b, no. 7(355), pp. 3-12. (In Russ.). DOI: [10.19110/geov.2024.7.1](https://doi.org/10.19110/geov.2024.7.1)

Maydl' T.V., Zhemchugova V.A., Naumchev Yu.V. Geokhimicheskie predposylki vydeleniya predfranskogo nesoglasiya v devonskom razreze Timano-Pechorskogo osadochno-porodnogo basseyna [Geochemical prerequisites for identifying the pre-Frasnian unconformity in the Devonian section of the Timan-Pechora sedimentary-rock basin]. *Vestnik Instituta geologii Komi NTs UrO RAN*, 2018, no. 285 (9), pp. 30-38. (In Russ.). DOI: [10.19110/2221-1381-2018-9-30-38](https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-9-30-38)

Mesozoic and Cenozoic carbonate systems of the Mediterranean and the Middle East: stratigraphic and diagenetic reference models - an introduction. In: Van Buchem F.S., Gerdes K.D., Esteban M. (eds). *Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East: Stratigraphic and Diagenetic Reference Models*. Geological Society, London, Special Publications, 2010, vol. 329, pp. 1-7.

Moore C.H. *Carbonate diagenesis and porosity*. Amsterdam: Elsevier, 1989, 338 p.

Mougin P., Lamoureux-Var V., Bariteau A., Huc A.Y. Thermodynamic of thermochemical sulphate reduction. *Petroleum Science and Engineering*, 2007, vol. 58, pp. 413-427. DOI: [10.1016/j.petrol.2007.01.005](https://doi.org/10.1016/j.petrol.2007.01.005)

Nanomineralogiya. Ul'tra- i mikrodispersnoe sostoyanie mineral'nogo veshchestva [Nanomineralogy. Ultra- and microdispersed state of mineral matter]. St. Petersburg: Nauka, 2005, 581 p. (In Russ.).

Perel'man A.I., Kasimov N.S. *Geokhimiya landshaftov* [Geochemistry of landscapes]. Moscow: Izd-vo Moskovskogo gosudarstvennogo universiteta, 1999, 610 p. (In Russ.).

Prishchepa O.M., Bogatskiy V.I., Makarevich V.N., Chumakova O.V., Nikonov N.I., Kuranov A.V., Bogdanov M.M. Novye predstavleniya o tektonicheskom i neftegazogeologicheskom rayonirovanii Timano-Pechorskoy neftegazonosnoy provintsii [New ideas about tectonic and oil and gas geological zoning of the Timan-Pechora petroleum province]. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, 2011, vol. 6, no. 4, available at: http://www.ngtp.ru/rub/4/40_2011.pdf (In Russ.). EDN: [OYOEMB](#)

Romashkin Yu.N. Zakonomernosti lokalizatsii, mineral'nyy sostav i usloviya obrazovaniya

flyuoritoproavleniy v basseynе r. Peschanoy (Severo-vostochnyy Pay-Khoy) [Localization patterns, mineral composition and conditions of formation of fluorite occurrences in the Peschanaya River basin (Northeastern Pay-Khoy)]. *Rudogenez na Timane i severe Urala*. Syktyvkar: Rotaprint KF AN SSSR, 1981, pp. 44-53. (In Russ.).

Roure F., Swennen R., Schneider F., Faure J.L., Ferket H., Guilhaumou N., Osadetz K., Robion P., Vandeginste V. Incidence and Importance of Tectonics and Natural Fluid Migration on Reservoir Evolution in Foreland Fold-and-Thrust Belts. *Oil & Gas Science and Technology*, 2005, vol. 60, no. 1, pp. 67-106. DOI: [10.2516/ogst:2005006](https://doi.org/10.2516/ogst:2005006)

Sakhibgareev R.S. Izmenenie kollektorov na vodoneftyanykh kontaktakh [Changes in reservoirs at oil-water contacts]. *DAN SSSR*, 1983, vol. 271, no. 6, pp. 1456-1460. (In Russ.).

Sergeeva E.I. *Epigenez osadochnykh porod: Ucheb. posobie* [Epigenesis of sedimentary rocks: Textbook. Manual]. St. Petersburg: Izd-vo S.-Peterb. un-ta, 2004, 152 p. (In Russ.).

Smith L.B., Davies G.R. Structurally controlled hydrothermal alteration of carbonate reservoirs. *AAPG Bulletin*, 2006, vol. 90, no.11, pp. 1635-1640. DOI: [10.1306/intro901106](https://doi.org/10.1306/intro901106)

Sotnikova A.G. Varandey-Adz'vinskiy avlakogen: zony neftegazonakopleniya v karbonatnykh sredneordovik-nizhnedevonskikh otlozheniyakh i prioritetye napravleniya geologorazvedochnykh работ na uglevodorodnoe syr'e (susha, Pechoromorskiy shel'f) [Varandey-Adzva aulacogen: oil and gas accumulation zones in Middle Ordovician-Lower Devonian carbonate strata and priority areas of geological exploration for hydrocarbon raw materials (land, Pechora Sea shelf)]. *Geologiya nefti i gaza*, 2009, no. 2, pp. 10-21. (In Russ.).

Spotl C., Dublyansky Y.V., Koltai G., Honiat Ch., Plan L., Angerer T. Stable isotope imprint of hypogene speleogenesis: Lessons from Austrian caves. *Chemical Geology*, 2021, vol. 572, pp. 120-209. DOI: [10.1016/j.chemgeo.2021.120209](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120209)

Stefanov Yu.P. Rezhimy dilatatsii i uplotneniya razvitiya deformatsii v zonakh lokalizovannogo sdviga [Dilatancy and compaction regimes of deformation development in localized shear zones]. *Fizicheskaya mezhmekhanika*, 2010, no. 13, pp. 44-52. (In Russ.).

Stupakova A.V. Timano-Pechorskiy basseyn. Stroenie i osnovnye etapy razvitiya [Timan-Pechora Basin. Structure and main stages of development]. *Georesursy*, 2017, no. 1, pp. 56-64. (In Russ.). DOI: [10.18599/grs.19.7](https://doi.org/10.18599/grs.19.7)

Sungatullin R.Kh., Kuleshov V.N., Kadyrov R.I. Izotopnyy sostav ($\delta^{13}\text{S}$ i $\delta^{18}\text{O}$) dolomitov iz permskikh evaporitovykh tolshch vostoka Russkoy Plity (na primere Syukeevskogo mestorozhdeniya gipsa) [Isotopic composition ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) of dolomites from Permian evaporite strata in the east of the Russian Plate (using the Syukeev gypsum deposit as an example)]. *Litologiya i poleznye iskopaemye*, 2014, no. 5, pp. 432-442. (In Russ.). DOI: [10.7868/S0024497X14050073](https://doi.org/10.7868/S0024497X14050073)

Swart P.K. The geochemistry of carbonate diagenesis: The past, present and future. *Sedimentology*, 2015, vol. 62, pp. 1233-1304. DOI: [10.1111/sed.12205](https://doi.org/10.1111/sed.12205)

Swart P.K., Oehlert A.M. Revised interpretations of stable C and O patterns in carbonate rocks resulting from meteoric diagenesis. *Sedimentary Geology*, 2018, vol. 364, pp. 14-23. DOI: [10.1016/j.sedgeo.2017.12.005](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.12.005)

Timonin N.I. *Pechorskaya plita: istoriya geologicheskogo razvitiya v fanerozoie* [Pechora plate: history of geological development in the phanerozoic]. Ekaterinburg: UrO RAN, 1998, 240 p. (In Russ.).

Timonin N.I., Yudin V.V., Belyaev A.A. *Paleogeodinamika Pay-Khoya* [Pay-Khoy paleogeodynamics]. Ekaterinburg: UrO RAN, 2004, 228 p. (In Russ.).

Ul'nyrov I.L., Maydl' T.V. Litologiya, usloviya osadkonakopleniya i formirovanie porod-kollektorov verkhnesiluriyskikh karbonatnykh otlozheniy vala Gamburtseva (Timano-Pechorskaya neftegazonosnaya provintsiya) [Lithology, sedimentation conditions and formation of reservoir rocks of the Upper Silurian carbonate strata of the Gamburtsev Swell (Timan-Pechora petroleum province)]. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, 2023, vol. 18, no. 3, http://www.ngtp.ru/rub/2023/26_2023.html (In Russ.). EDN: [ZQRFWL](https://www.edn.ru/ZQRFWL)

Ul'nyrov I.L., Nechaev M.S. Litologiya i pustotnoe prostranstvo verkhnesiluriysko-

nizhnedevonskikh karbonatnykh otlozheniy yuzhnoy chasti vala Gamburtseva (Varandey-Adz'vinskaya strukturnaya zona) [Lithology and void space of the Upper Silurian-Lower Devonian carbonate strata of the southern part of the Gamburtsev swell (Varandey-Adzva structural zone)]. *Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanykh i gazovykh mestorozhdeniy*, 2024, no. 3, pp. 28-39. (In Russ.). EDN: [FXNCIR](#)

Vilesov A.P., Zakharova O.A., Zagranovskaya D.E., Rasskazova S.N., Stepanova V.S. Istoriya formirovaniya i otsenka perspektiv neftegazonosnosti karbonatnykh rezervuarov ovinparmskogo gorizonta nizhnego devona Dolginsko-Papaninskoy strukturnoy zony (shelf Timano-Pechorskoy plity) [History of formation and assessment of oil and gas potential of carbonate reservoirs of the Ovinparma level of the Lower Devonian of the Dolginsko-Papanin structural zone (shelf of the Timan-Pechora plate)]. *Proneft'. Professional'no o nefti*, 2020, vol. 4, pp. 24-32. (In Russ.). DOI: [10.7868/S2587739920040035](#)

Wacey D., Wright D.T., Boyce A.J. A stable isotope study of microbial dolomite formation in the Coorong Region, South Australia. *Chemical Geology*, 2007, vol. 244, pp. 155-174. DOI: [10.1016/j.chemgeo.2007.06.032](#)

Warren J.K. Dolomite: Occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews*, 2000, vol. 52, pp. 1-81. DOI: [10.1016/S0012-8252\(00\)00022-2](#)

Whitaker F.F., Smart P.L. Geochemistry of meteoric diagenesis in carbonate islands of the northern Bahamas: 2. Geochemical modelling and budgeting of diagenesis. *Hydrological Processes*, 2007, vol. 21, no. 7, pp. 967-982. DOI: [10.1002/hyp.6533](#)

Whitaker F.F., Jones G.D., Sanford W.E., Smart P.L., Wilson A.M. Hydrology, geochemistry and diagenetic potential of Saline ground waters: field results from the Bahamas and model studies. *Karst Waters Institute Special Publication*, 2002, vol. 7, pp. 124-128.

Whitaker F.F., Smart P.L., Jones G.D. Dolomitization: from conceptual to numerical models. *Special Publication of the Geological Society*, 2004, vol. 235, pp. 99-139. DOI: [10.1144/GSL.SP.2004.235.01.05](#)

Whitaker F.F., Smart P.L., Vahrenkamp V.C., Nicholson H., Wogelius R. Dolomitization by near-normal sea-water? Field evidence from the Bahamas. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 1994, vol. 21, pp. 111-132.

Whitaker F.F., Xiao Y. Reactive transport modeling of early burial dolomitization of carbonate platforms by geothermal convection. *AAPG Bulletin*, 2010, vol. 94, pp. 889-917. DOI: [10.1306/12090909075](#)

Yur'eva Z.P. Nizhnedevonskie otlozheniya severo-vostoka evropeyskoy chasti Rossii (stratigrafiya, korrelyatsiya) [Lower Devonian strata of the northeast of the European part of Russia (stratigraphy, correlation)]. Syktyvkar: IG Komi NTs UrO RAN, 2020, 164 p. (In Russ.).

Zhemchugova V.A., Maslova E.E. Vtorichnaya dolomitizatsiya kak faktor, opredelyayushchiy kollektorskie svoystva nizhnedevonskikh otlozheniy vostochnogo borta Khoreyverskoy vpadiny (Timano-Pechorskiy neftegazonosnyy basseyn) [Secondary dolomitization as a factor determining factor the reservoir properties of the Lower Devonian strata of the eastern side of the Khoreyver depression (Timan-Pechora petroleum basin)]. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 4: Geologiya*, 2020, no. 3, pp. 47-56. (In Russ.).