

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФАМЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА БОЛЬШОЙ КАРАТАУ (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)

В. В. Пономаренко

Пензенский государственный университет архитектуры и строительства

Поступила в редакцию 18 октября 2013 г.

Аннотация: в фаменских отложениях Центрального и Северо-Западного Каратау выделено 13 фациальных обстановок, которые наиболее полно характеризуют строение бассейна седиментации. Рассмотрены этапы его развития.

Ключевые слова: карбонатная платформа, окраина карбонатной платформы, склон карбонатной платформы, мелководный шельф, средний шельф, биогермы, турбидиты, брекчии дебрисовых потоков, карбонатные пески.

CONDITIONS OF EDUCATION FAMENNIAN DEPOSITS IN CENTRAL AND NORTH-WESTERN HIGH RIDGE KARATAU (SOUTH KAZAKHSTAN)

Abstract: in the famennian deposits of the Central and North-Western Karatau allocated 13 facial conditions that best characterize the structure of the sedimentation basin. The stages of its development.

Key words: carbonate platform, carbonate platform margin, slopes of carbonate platform, shallow water shelf, middle shelf, bioherms, turbidites, debris-flow, carbonate sand.

Стратиграфия и краткая характеристика изучаемых отложений

Хребет Каратау занимает внешнюю, юго-западную часть палеозой Казахстана, являясь северо-западным окончанием Тянь-Шанской горной системы. Он является одним из наиболее изученных рудных регионов бывшего СССР [1]. Традиционно он делится на Большой Каратау и Малый Каратау, разграниченных зоной Главного Каратаусского разлома (ГКР). В основании герцинского структурного этажа хребта Большого Каратау залегают красноцветные терригенные отложения тюлькубашской свиты, живет – франского возраста мощностью от 300 до 1500 м. На отложениях последней согласно залегают алевролиты, аргиллиты с прослоями известняков, доломитов, мергелей корпешской свиты, относимой к франскому ярусу, мощностью 70–100 м.

Фаменские отложения представлены: карбонатными, кремнисто-карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями мощностью от 270 до 2100 м. Они, постепенно сменяются карбонатными, кремнисто-карбонатными и терригенными отложениями турнейского, визейского и серпуховского ярусов, мощностью 2500–3500 м. Завершается разрез красноцветными терригенными отложениями башкирского и московского ярусов, мощностью до 1000 м.

Наиболее изученными являются фаменские отложения Центрального и Северо-Западного Каратау, в которых выделено 6 типов разрезов [2]. Отложения нижнего и среднего фамена объединены в свиты (рис. 1). Свиты в свою очередь делятся на подсвиты и пачки. В фаменских отложениях выделено три трансгрес-

сивно-регрессивных цикла [3], которые отнесены к циклам третьего порядка [4] и прослежены на всей описываемой территории.

Фациальные обстановки фаменского времени

Автором в 1983–1990 гг., был детально изучен 61 послойный разрез фаменских отложений Центрального и Северо-Западного Каратау, выделено 13 фациальных обстановок [3].

Зона прибрежного мелководья. Желтовато-серые, кварцевые косослоистые и параллельно-слоистые песчаники, полимиктовые гравелиты и конгломераты.

Переслаивание тонко-параллельно-слоистых пелитоморфных известняков и кварцевых алевролитов, образовавшихся на супралиторальных островах. Сохранение терригенного материала увеличивается по направлению к области сноса (Малый Каратау). Органические остатки представлены раздробленными раковинами брахиопод, редкими члениками криноидей и обуглившимися ветвями растений. Эти отложения отвечают Келинчекскому типу разреза.

Приливно-отливные равнины. Светло-серые, тонко-параллельно-слоистые пелитоморфные известняки и доломиты, брекчии приливно-отливных каналов, грубообломочные доломиты с кривоугольной слоистостью и полостями, заполненными светло-серым крупнокристаллическим кальцитом (текстуры «Птичьих глаз») [5]. Слои темно-серых копролитовых доломитизированных известняков с кальциферами, образовавшихся в мелководных шельфовых лагунах среди приливно-отливных равнин [5]. Строматолитовые

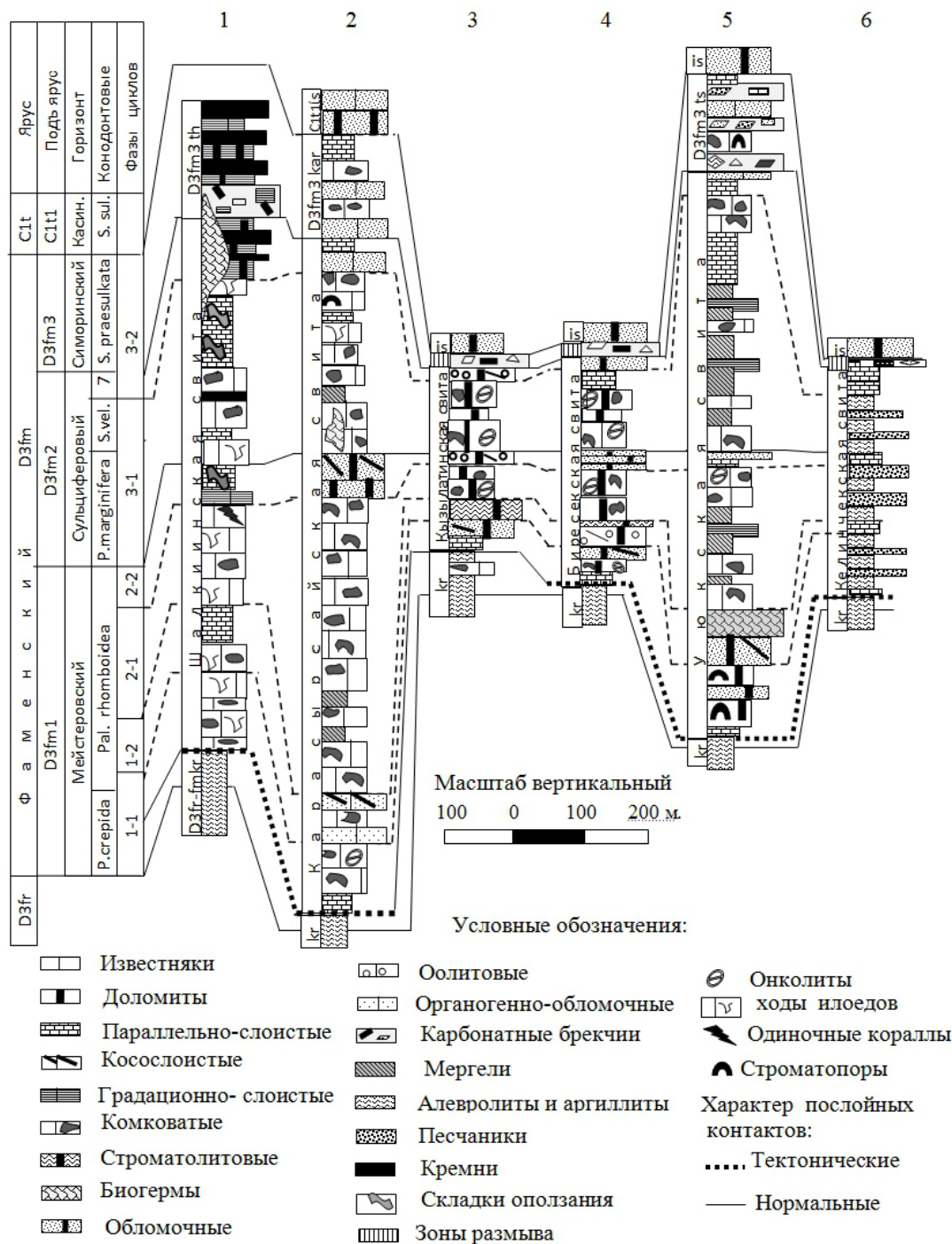


Рис. 1. Схема корреляции фаменских отложений Центрального и Северо-Западного Каратау. Условные обозначения: Свиты: D₃fr-fmkr – корнешская свита, D₃fm₃th – тахтамышская свита, D₃fm₃kar – караунгурская свита, D₃fm₃ts – тассарайская свита, C₁t₁is – искристая свита; Конодонтовые зоны по [1]: S.vel. – Scaphignathus velifer, 7 – Palmatolepis expansa, S. praesulkata-Siphonodella praesulkata, S.sul. – Siphonodella sulcata; Разрезы: 1 – сводный разрез месторождений Шалкия и Талап (Шалкинский тип разреза), 2 – разрез р. Бешарык, Акуюкская синклиналь (Акуюкский тип разреза), 3 – разрез р. Баялдыр, Кызылатинская антиклиналь (Кызылатинский тип разреза), 4 – разрез блок Мухамед, месторождение Миргалимсай, (Биресекский тип разреза), 5 – разрез р. Хатын-Камал (аллохтон), (Турланский тип разреза), 6 – разрез сай Келинчек, (Келинчекский тип разреза)

биостромы, мощностью до 5 м, прослеживающиеся по простиранию до первых десятков километров. Фауна: редкие конодонты и гастроподы.

Оолитовые бары. Серые, светло-серые косослоистые известняки и доломитизированные известняки. Оолиты имеют многочисленные оболочки и радиаль-

но-лучистое строение. Вмещающая масса представлена светлым, крупнокристаллическим кальцитом. Накопление оолитов такого типа отвечает глубинам 6–10 м, при постоянных приливно-отливных течениях [5, 6]. Фауна редка или отсутствует.

Шельфовые отмели. Серые, светло-серые косо-

слоистые обломочные известняки и доломитизированные известняки. Среди обломков преобладают биокласты. Вмещающая масса состоит из светло-серого крупнокристаллического кальцита. Широко развиты прослои образовавшиеся под воздействием штормов (темпеститы) [3, 5, 6]. Фауна представлена мелкими гастроподами, члениками криноидей и обломками брахиопод. Накопление этих отложений отвечает глубинам от первых до первых десятков метров, выше базиса обычного волнения.

Шельфовые лагуны с затрудненным водообменом. Темно-серые, тонкопараллельнослоистые, пелитоморфные известняки и доломиты, с повышенным содержанием органического вещества. Накопление этих отложений отвечает глубинам в несколько десятков метров, в лагунах, отгороженных от открытого морского бассейна полосой отмелей и баров. Слабая аэрация и поступление с отмелей органического вещества способствовали образованию в лагунах режима с пониженным содержанием кислорода. Фауна представлена редкими фораминиферами и конодонтами.

Фации открытого (среднего) шельфа. Всего среди отложений, отвечающих открытому шельфу, выделяются три фациальные зоны, довольно отчетливо отличающиеся друг от друга.

Верхняя часть шельфа. Серые, интенсивно биотурбированные (комковатые) известняки и доломитизированные известняки с онколитами сине-зеленых водорослей. Темно-серые комки, имеющие неправильную форму, сложены микрозернистым известняком с крупнообломочным детритом. Окружающая их масса представлена микрозернистым глинистым карбонатом с многочисленным разнообломочным детритом, по текстуре мало отличающейся от комков. Различие состава в комках и вмещающей массе объясняется более поздним заполнением пустот, образовавшихся в процессе жизнедеятельности зарывающихся организмов, тонкозернистым терригенным и карбонатным материалом, поступавшим с более мелководных участков. Широко развиты темпеститы (штормовые слои) [3, 5, 6] мощностью до 0,5 м и брахиоподовые ракушняки. Выявлены небольшие биогермные постройки типа серпуловых куполов и строматопоровых биостромов. Фауна брахиопод, гастропод, криноидей, строматопороидей, мшанок, иглокожих, фораминифер, конодонтов. Многочисленные онколиты присутствуют как в комках, так и в окружающей их массе. Накопление этих отложений происходило между базисами обычного и штормового волнения, на глубинах в несколько десятков метров.

Средняя часть открытого шельфа. Серые комковатые известняки, образовавшиеся в процессе биотурбации и известняки с ходами илоедов. По структуре и текстуре эти осадки практически не отличаются от пород, образовавшихся в верхней части шельфа. Главным отличием является отсутствие в них онколитов сине-зеленых водорослей, резкое сокращение прослоев темпеститов и появление прослоев желтовато-серых мергелей. В Акуюкской синклинали (рис. 1,

разрез № 2), выявлено несколько биогермных построек типа иловых куполов [5] (высотой до 15 м). Фауна брахиопод, криноидей, мшанок, одиночных кораллов, строматопор, иглокожих, фораминифер, конодонтов. Накопление этих отложений происходило на глубинах от десятков до первых сотен метров, выше базиса штормового волнения.

Нижняя часть открытого шельфа. Эти отложения представлены, переслаиванием серых пелитоморфных известняков, глинистых известняков и желтовато-серых мергелей (рис. 1, разрез № 5). Известняки и мергели образуют микроциклы мощностью от 10 до 30 сантиметров. В основании известняковых прослоев отмечены борозды размыва и тонкая градиционная слоистость. При приближении к зоне ГКР (рис. 2) среди мергелей отмечаются прослои кварцевых алевролитов и мелкозернистых кварцевых песчаников. Темпеститы в отложениях нижней части шельфа не отмечены, что свидетельствует о накоплении этих осадков ниже базиса штормового волнения на глубинах более 200 м. Фауна представлена брахиоподами, фораминиферами и конодонтами. Накопление отложений, отвечающих нижней части шельфа, происходило в условиях пологого 0,5°–1,5° склона, образовавшегося при переходе от мелководной части карбонатной платформы к шельфовой впадине, занимающей большую часть Юго-Восточного Каратау. В этом же направлении происходит постепенное увеличение мощности нижне-среднефаменских отложений: от 300 м (биресекский тип разреза) до 1900–2100 м (Боролдайский и Батпаксуйский типы разрезов) [2, 7] при существенном увеличении терригенной составляющей.

Окраина карбонатной платформы. В Северо-Западном Каратау, в Боктысайской синклинали, Каратаусской экспедицией выделена крупная биогермная постройка (Талапский биогерм), представленная массивными, светло-серыми доломитами с полостями ватерпасами, прослоями криноидных и брахиоподовых известняков. Фауна представлена брахиоподами, ортоцератитами, строматопорами, криноидеями, фораминиферами и конодонтами. Возраст постройки датируется как средне-верхне-фаменский [8, 9].

Внешний шельф. Отложения этой зоны отвечают нижней части шалкиинской свиты (рис. 1). Они представлены серыми биотурбированными известняками и известняками с ходами илоедов, а также тонкослоистыми пелитоморфными известняками, в которых отмечается оползневая складчатость и линзы кремней. В отличие от биотурбированных известняков среднего шельфа, в отложениях внешнего шельфа преобладают микрозернистые известняки с редким детритом. Интересным фактом является то, что заполняющие ходы биотурбации глинистые известняки имеют розовато-серую окраску. Фауна представлена брахиоподами, спикулами губок, радиоляриями, фораминиферами и конодонтами. Отмечаются смешанные комплексы конодонтов из разных конодонтовых зон [8].

Склон карбонатной платформы. Отложения этой фациальной зоны отвечают верхней части шал-

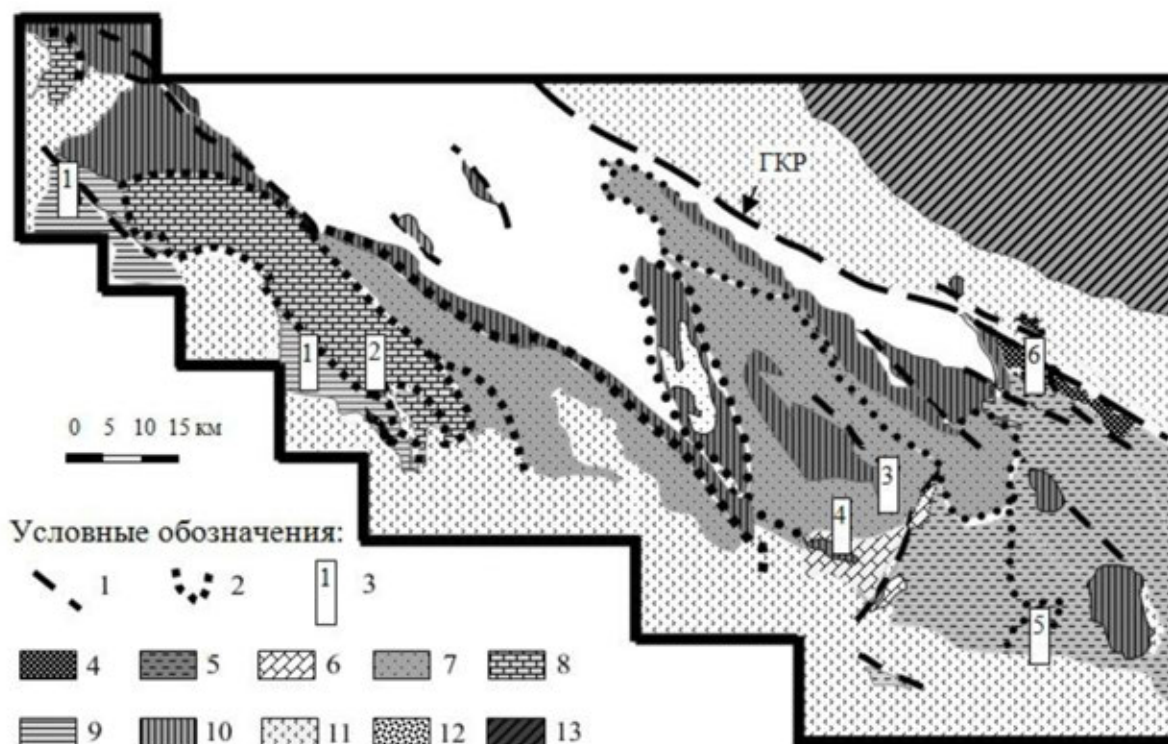


Рис. 2. Схема расположения основных типов разрезов фаменских отложений Центрального и Северо-Западного Каратау. Условные обозначения: 1 – разломы; 2 – зоны надвигов; 3 – положение опорных разрезов, № см. рис.1; Тип фаменского разреза: 4 – Келинчекский, 5 – Турланский, 6 – Биресекский, 7 – Кызылатинский, 8 – Акуюкский, 9 – Шалкинский, 10 – живет-франские отложения, 11 – отложения мезо-кайнозойского чехла, 12 – догерцинские отложения, 13 – выходы коренных пород хр. Малый Каратау; ГКР – зона Главного Каратауского разлома

кинской свиты (рис. 1). Они представлены темно-серыми тонкопараллельно слоистыми, пелитоморфными известняками с оползневой складчатостью. Градационно слоистыми известняками и доломитами (турбидитами), темно-серыми кремнисто-доломитовыми ритмитами (переслаивание доломитов, кремней, углеродистого вещества, мергелей, пиритовых и галенит-сфалеритовых слоев). Брекчиями дебрисовых потоков с обломками ритмитов, турбидитов, кремней, светло серых рифовых доломитов, обломочных и биотурбированных шельфовых доломитов, скрепленных карбонатным и кремнисто-карбонатным цементом. Среди кремнистых пород преобладают фтаниты с биогенной структурой. Фауна представлена радиоляриями, спикулами губок, фораминиферами и конодонтами. Отмечаются смешанные комплексы конодонтов [8, 9]. Отложения склона характеризуется повышенным содержанием органического вещества. Их накопление происходило на глубинах от 300 до 1500, что отвечает нижней и средней части склона карбонатной платформы [5, 10].

Фации бассейна на территории хребта Каратау не выявлены, но по данным бурения нефтяных скважин, в граничащей с ним Сырдарьинской впадине, в отложениях фаменского яруса, преобладают осадки характерные для фаций черных сланцев.

Этапы развития бассейна седиментации

Накопление отложений герцинского структурного

этажа, происходило на дислоцированном эпикаледонском фундаменте, разделенном на блоки системой глубинных разломов [1]. Первая группа разломов северо-западного простирания контролирует смену основных фациальных обстановок осадконакопления (прибрежная зона терригенного осадконакопления, фации мелководной части карбонатной платформы, ее окраины, склона и глубоководной части бассейна). Вторая группа разломов, имеющая юго-восточное направление, контролирует рельеф морского дна на самом шельфе. Несмотря на то, что глубинные разломы находились в состоянии относительного покоя, они оказывали пассивное влияние на накопление девонских и каменноугольных отложений. Разноскоростное погружение блоков эпикаледонского фундамента привело к формированию в бассейне палеовпадин и палеоподнятий различного порядка. В палеовпадинах мощность накопившихся осадков в несколько раз превышает мощность их одновозрастных аналогов на поднятиях [3, 7].

Начало морской трансгрессии привело к смене континентальных красноцветных отложений тюлькбашской свиты алевролитами и аргиллитами корпешской свиты с морской фауной. Наступление моря происходило с запада или юго-запада (Сырдарьинская впадина), где формировалась наиболее глубоководная часть будущего морского бассейна. По мере развития трансгрессии происходило наступление моря на поднятые участки, где континентальные отложения

сменялись морскими осадками. Об этом свидетельствуют скользящие возрастные границы корпешской свиты [8, 11]. Дальнейшее развитие трансгрессии привело к смене терригенных отложений карбонатными осадками, а первые были вытеснены в зону прибрежного мелководья (келинчекский тип разреза). В Центральном Каратау начинает формироваться мелководная карбонатная платформа (рис. 3а), которая являлась поставщиком карбонатного материала в более глубоководные части шельфа. Дальнейшее раз-

витие трансгрессии способствовало дифференциации рельефа морского дна. Наиболее ярко этот процесс отражался в трансгрессивные фазы выделенных циклов, когда перепад глубин между мелководными и наиболее глубоководными частями шельфа мог превышать 200 м. Замедление скорости погружения дна бассейна и высокие скорости накопления карбонатных осадков, приводили к обмелению в мелководной части шельфа.

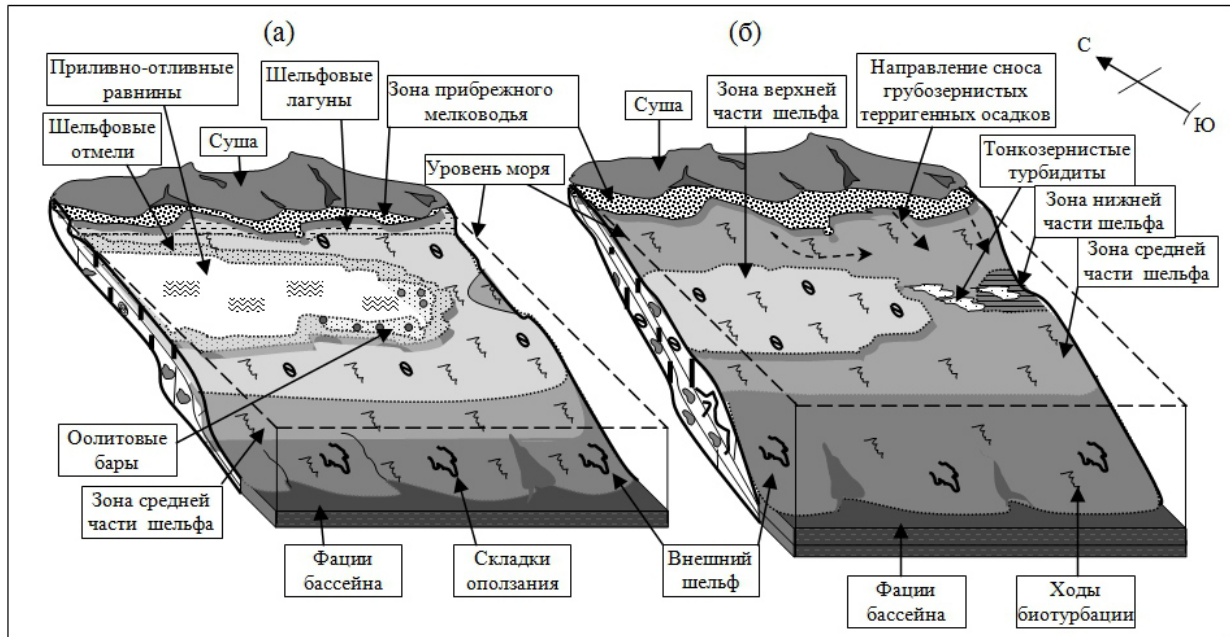


Рис. 3. Модель бассейна седиментации: (а) – фаза обмеления 1 цикла, (б) – трансгрессивная фаза 2 цикла

Периоды погружения сопровождалась интенсивным размывом береговой линии и выносом терригенного материала на шельф, но грубозернистый материал песчаной и алевритовой размерности поступал в глубоководную часть шельфа, огибая его мелководную зону, что было установлено при изучении полойных разрезов и геологическом картировании (рис. 3б, 4б). На мелководный шельф терригенный материал попадал в виде тонкозернистой взвеси. Здесь он смешивался с карбонатным материалом, образуя прослой мергелей среди известняков. Большинство из них претерпели биотурбацию, образуя слоистые известняки. Часть прослоев размывалась штормами и выносилась в глубоководные зоны шельфа мутьевыми потоками. Зарождаясь в мелководной зоне, эти потоки, состоящие преимущественно из тонкозернистых терригенных и карбонатных осадков, под действием гравитации перемещались по пологому склону в сторону шельфовой впадины. Более быстрое осаждение терригенных частиц [12] приводило к образованию мергельных прослоев, а карбонатный осадок завершал турбидитные циклы. Увеличение мощности известняково-мергельных циклов, как и увеличение мощности всей толщи, происходило с северо-запада на юго-восток, что подтверждается замерами направления сноса, сделанного по бороздам

размыва.

В других направлениях от мелководной части карбонатной платформы терригенный материал поступал преимущественно в результате оседания тонкозернистого осадка, попадавшего в водную среду в результате волновой активности. Мощность прослоев мергелей в этих отложениях редко превышает 5 сантиметров. На внешний шельф тонкозернистый терригенный материал попадал после длительного перемещения в водной среде, что способствовало окислению железистых минералов, абсорбируемых на глинистых частицах. Поэтому прослой мергелей мощностью до 1 сантиметра и глинистый материал, заполняющий ходы биотурбации, имеют розовато-серый оттенок. В целом распространение фациальных обстановок на шельфе в нижнем и среднем фамене повторяется во всех трех циклах (рис. 3, 4).

В периоды обмеления мелководная часть шельфа играла роль своеобразного барьера между открытой частью бассейна и прибрежной зоной, препятствуя проникновению в неё крупноамплитудных морских волн. Это отразилось в значительном уменьшении терригенной примеси в карбонатных отложениях, соответствующих фазам обмеления, по сравнению с отложениями, накопившимися в трансгрессивные фазы [3].

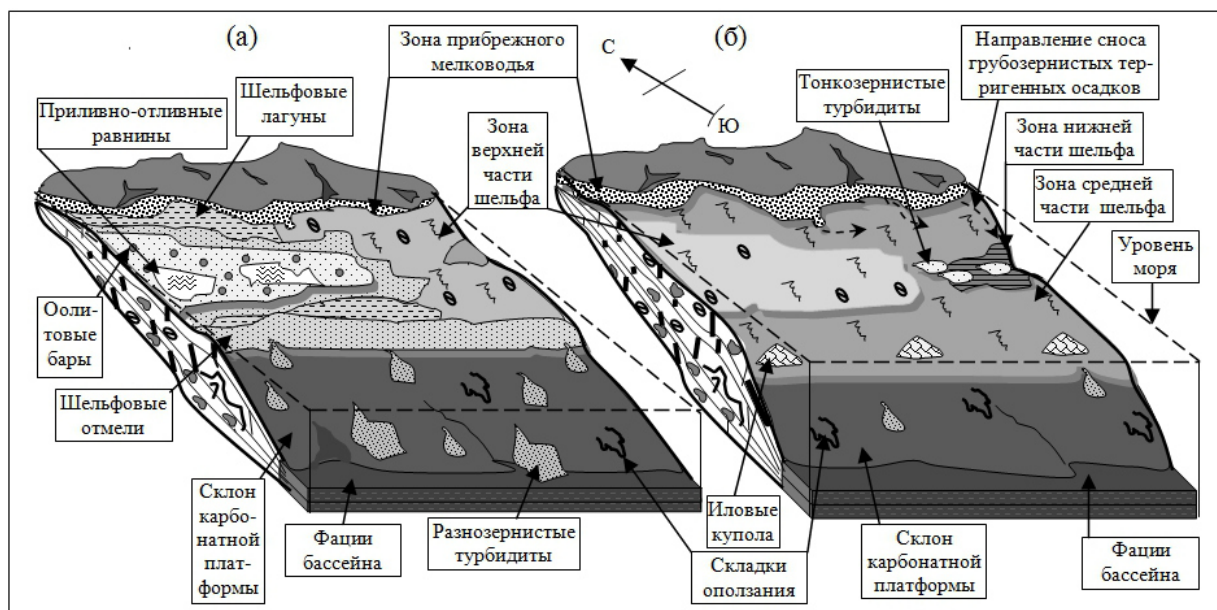


Рис. 4. Модель бассейна седиментации: (а) – фаза обмеления 2 цикла, (б) – трансгрессивная фаза 3 цикла

В глубоководной части бассейна последовательность смены фаций происходила в следующем порядке. Начальная стадия формирования бассейна седиментации характеризовалась постепенным переходом от внутреннего шельфа к внешнему шельфу (Рис. 3а, б). Накопление карбонатных осадков происходило в условиях пологого склона, с углом наклона от долей градуса до первых градусов. По мере развития бассейна происходило расширение мелководной части шельфа и его наступление в направлении глубоководной зоны. Начиная с фазы обмеления второго цикла (рис. 1), на месте внешнего шельфа начинает формироваться склон карбонатной платформы. Среди накопившихся осадков появляются слои турбидитов и маломощные прослои кремней. На окраине шельфа отлагаются толщи карбонатных песков (рис. 4а), а в период последующей трансгрессии образуются биогермные постройки (иловые купола) (рис. 4б). К концу трансгрессивной фазы третьего цикла на окраине шельфа начинается рост крупной биогермной постройки (Талапский биогерм). К этому времени значительно возросла крутизна склона и как следствие перепад глубин в этой зоне, что привело к отложению кремнистых прослоев среди карбонатных осадков. Начало обмеления на шельфе способствовало образованию турбидитных потоков, а ближе к середине фазы обмеления 3 цикла и дебрисовых потоков (Рис. 5а). Наличие среди дебрисовых брекчий обломков кремнисто-доломитовых ритмитов, турбидитов и кремней, накопившихся на склоне, свидетельствует о наличии русел (каньонов), образованных дебрисовыми потоками [13]. В результате среди обломков брекчий присутствуют как породы, накопившиеся на мелководном шельфе, так и породы, образовавшиеся на самом склоне.

Обмеление продолжилось и в позднем фамене, что привело к размыву накопившихся в мелководной части шельфа отложений и переносу их в более глубоководные его части.

На границе шельфовой впадины и далее к юго-востоку в этот период накопилась толща пород, объединенная в тассарайскую свиту [2], отложения, которой имеют мощность 250–450 м. Они представлены тремя пластами плоскообломочных брекчий мощностью 10–15 м, переслаивающихся с пластами шельфовых известняков и доломитов, мощностью от 30 до 50 м. Пласты дебрисовых брекчий выявлены во всех разрезах к югу, востоку и юго-востоку от мелководной части карбонатной платформы (рис. 5а). В наиболее мелководной части карбонатной платформы тассарайской свите соответствует 5–12 метровый пласт брекчий, на котором залегают отложения турнейского яруса. Брекчии отсутствуют только в разрезах Северо-Западного Каратау (акукский тип разреза), где тассарайской свите соответствуют отложения караунгурской свиты [2], представленной чередованием пластов, накопившихся в условиях шельфовых отмелей и мелководной части открытого шельфа. На склоне в этот период происходит накопление пластов турбидитов, кремнисто-доломитовых ритмитов и брекчий дебрисовых потоков.

Падение уровня моря на границе девонского и каменноугольного периодов способствовало выравниванию рельефа морского дна на шельфе и его расширению во всех направлениях. В этот период практически на всей описываемой территории накопились толщи темно-серых крупнокристаллических доломитов, объединенных в искристую свиту [14]. Во время накопления нижнетурнейских отложений практически вся территория хребта Каратау, за исключением площади развития шалкиинского типа разреза, представляла собой однородный мелководный шельф, где в периоды обмеления накапливались отложения приливо-отливных равнин, отмелей и баров (рис. 5б), которые при незначительном погружении сменялись отложениями верхней части открытого шельфа.

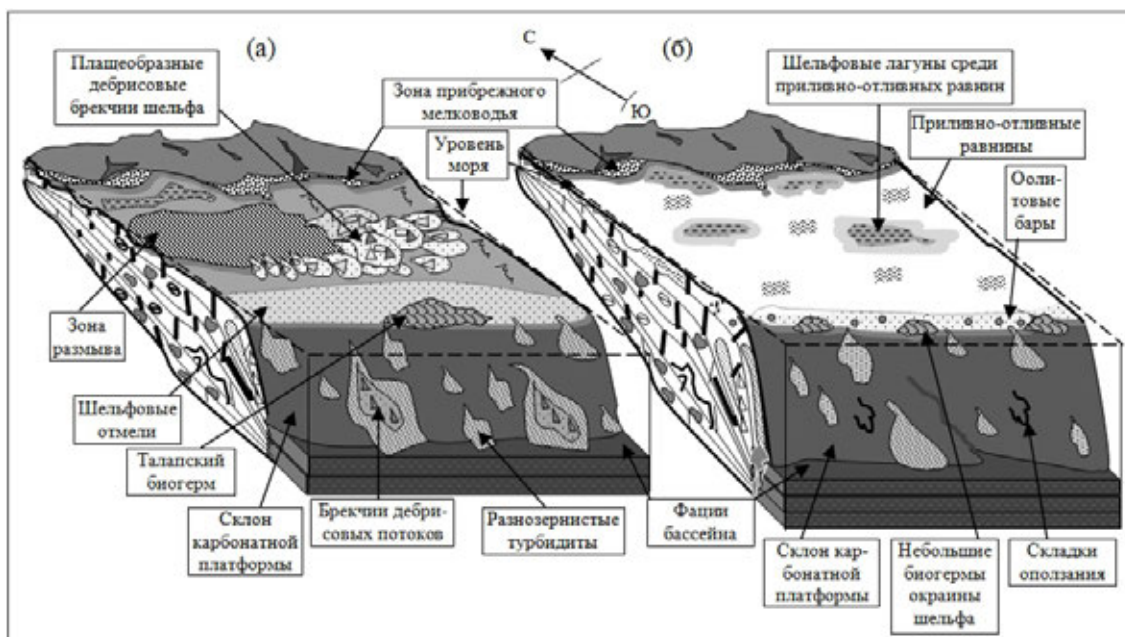


Рис. 5. Модель бассейна седиментации: (а) – фаза обмеления 3 цикла, (б) – каменноугольные отложения (турланская свита) $C_{1, tr}$

Заключение

Накопление верхнепалеозойских отложений происходило на дислоцированном эпикаледонском фундаменте, имеющем блочное строение. Разноскоростное погружение блоков фундамента определило накопление разновозрастных толщ различной мощности в палеовпадинах и на палеоподнятиях, а также значительную фациальную изменчивость фаменских отложений. С начала накопления фаменских отложений в Центральном Каратау образуется мелководная карбонатная платформа, которая являлась поставщиком карбонатного материала в погруженные части шельфа. Тенденция разрастания карбонатной платформы и сглаживания рельефа морского дна привела к выравниванию рельефа практически на всей территории бассейна седиментации в нижнем турне.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология и металлогения Каратау. Т.1. Геология. – Алма-Ата : Наука, 1986. – С. 55-67.
2. Решение III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою. – Алма-Ата, 1986. СПб. 1991. Табл.11. – Лист 1–8.
3. Пономаренко В. В. Литолого-фациальные условия формирования и закономерности размещения стратиформных барит-свинцово-цинковых месторождений в фаменских отложениях Центрального и Северо- Западного Каратау : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. Наук / В.В.Пономаренко. – Алма-Ата, 1991. – 25 с.
4. Практическая стратиграфия / под ред. И. Ф. Никитина, А. И. Жамойды. – Л.: Недра, 1984. – С.71–97.

Пензенский государственный университет архитектуры и строительства.

Пономаренко В. В., кандидат геолого-минералогических наук, доцент
E-mail: nmc@pguas.ru Тел.: 89374445099

5. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории / Дж. Л. Уилсон. – М. : Мир, 1980. – 464 с.

6. Лидер М. Р. Седиментология / М. Р. Лидер. – М.: Мир, 1986. – 439 с.

7. Севрюгин Н. Н. Фамен и стратиформное оруденение хребта Каратау / Н. Н. Севрюгин, В. В. Пономаренко, И. В. Стеценко // Геология и полезные ископаемые Южного Казахстана. – Алма-Ата : «Гылым», 1991. – С. 58–69.

8. Шинкарев Г. Е. Прогнозно-поисковый комплекс на основе литолого-биостратиграфического способа / Г. Е. Шинкарев, В. Г. Халымбаджа // Геология и полезные ископаемые Южного Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1988. – С. 54–65.

9. Гатовский Ю. А. Зональное расчленение глубоководных фаменских отложений Северо-Западного Каратау (Южный Казахстан) по конодонтам / Ю. А. Гатовский // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография. – Казань, 2007. – С. 66–69.

10. Обстановки осадконакопления и фации: В 2-х т. Т.2: / под ред. Х. Г. Рединга. – М. : Мир, 1990. – С. 74–140.

11. Сергеева Л. В. Стратиграфия фаменского яруса Южного Казахстана / Л. В. Сергеева // Верхний палеозой России: стратиграфия и фациальный анализ. – Казань, 2009. – С. 115–118.

12. Обстановки осадконакопления и фации: В 2-х т. Т.2 : Пер. с англ. / под ред. Х. Г. Рединга. – М. : Мир, 1990. – С. 141–226.

13. Cook H. E. Deep-water Carbonate Environments / H. E. Cook, P. Enos // Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner. – Tulsa, 1977. – pp. 51–81.

14. Пономаренко В. В. Генетическая связь доломитообразования с этапами развития бассейнов седиментации / В. В. Пономаренко // Воронеж: Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология, 2012. – №1. – С.14–19.

Penza State University of Architecture and Construction

Ponomarenko V. V., Candidate of Geology and Mineralogy Science, Professor Assistant
E-mail: nmc@pguas.ru
Tel.: 89374445099