

УДК 551.7

Е.Ю. Барабошкин

КОНДЕНСИРОВАННЫЕ РАЗРЕЗЫ: ТЕРМИНОЛОГИЯ, ТИПЫ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ¹

Конденсированные разрезы (КР) — аномально маломощные, номинально полные разрезы, охватывающие значительные стратиграфические интервалы. По скорости осадконакопления различаются: КР (0,5–1 см/тыс. лет) и сверхконденсированные разрезы (< 0,5 см/тыс. лет), которые могут быть как глубоководными, так и мелководными. Механизм образования КР включает механическую, химическую, биотическую конденсацию и ненакопление. Их сочетание позволяет предложить модели формирования КР: 1) быстрое и 2) медленное повышение уровня моря и/или его малоамплитудные колебания; 3) падение уровня моря; 4) глобальное потепление и 5) глобальное похолодание.

Ключевые слова: перерыв, конденсированный разрез, седиментационная модель.

Condensed sections (CS) — are abnormal thin, nominally complete sections covering significant stratigraphic intervals. By the rate of sedimentation one could differ: CS (0,5–1 cm/thousand years) and the supercondensed sections (< 0,5 cm/thousand years) which can be both deep-water, and shallow. The mechanism of CS formation includes mechanical, chemical, biotic condensation and nondeposition. Their combination allows to offer models of CS formation: 1) fast and 2) slow sea level rising and/or it low amplitude fluctuations; 3) sea level drop; 4) global warming and 5) global cooling.

Key words: discontinuity, condensed section, sedimentary model.

Введение. Под конденсацией в стратиграфии и седиментологии обычно понимают резкое уменьшение скорости осадконакопления и формирование маломощной последовательности с большим стратиграфическим охватом. Конденсированные разрезы (КР) широко распространены в осадочных бассейнах различного типа. Их изучение чрезвычайно важно с различных позиций. Они маркируют существенные моменты геологической истории бассейнов, связанные с тектоническими, палеогеографическими или седиментационными перестройками. В стратиграфии и сейсмостратиграфии КР являются надежными региональными корреляционными реперами. С практической точки зрения к ним приурочены месторождения фосфоритов, глауконититов, марганца, повышенные концентрации платиноидов и других элементов [Loutit et al., 1988].

Несмотря на то что в геологической литературе часто фигурируют термины «конденсация», «конденсированные горизонты» и «конденсированные разрезы», под ними зачастую понимают весьма различные седиментационные обстановки и большой спектр разрезов. В статье делается попытка упорядочить использование этих терминов, кратко рассмотреть основные типы КР и возможные причины их образования.

Определение. В подавляющем числе публикаций конденсированные разрезы определяются как аномально маломощные разрезы, отвечающие большим

временным интервалам. В классической работе о КР [Loutit et al., 1988] они рассматриваются как «...маломощные морские стратиграфические подразделения, состоящие из пелагических или гемипелагических отложений, характеризующиеся крайне низкими скоростями седиментации». При этом образование КР обычно связывают с быстрым подъемом уровня моря [Loutit et al., 1988; Vail et al., 1984].

На мой взгляд, в данном определении имеется ряд недостатков. Во-первых, оно не учитывает многообразия обстановок, в которых формируются КР: они не менее широко распространены в условиях мелководья [Барабошкин и др., 2002; Gomez, Fernandez-Lopez, 1994; Hillgaertner, 1998]. Во-вторых, в категорию конденсированных попадают и разрезы, которые содержат комплексы ископаемых организмов, перетолженные в результате эрозионных событий, а не вследствие замедления седиментации.

В силу сказанного конденсированные разрезы — это **аномально маломощные, номинально полные разрезы**, т.е. содержащие все (или почти все) подразделения глобальной стратиграфической шкалы соответствующего ранга, **охватывающие значительные стратиграфические интервалы** (несколько биостратиграфических зон, подъярус, ярус), **сформированные при резком замедлении темпа осадконакопления и прерываемые эпизодами ненакопления, эрозии или иными синседиментационными и раннедиагенетическими перерывами** [Барабошкин и др., 2002]. Типы

¹ Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 07-05-00882) и ФЦП «Научные школы» (грант № НШ-841.2008.5).

Группа синседиментационных и раннедиагенетических перерывов, по [Барабошкин и др., 2002] с изменениями

Перерывы		Основной процесс		Тип осадконакопления		
Тип	Вид			карбонатный		терригенный
				мелководный	глубоководный	мелководный
Ненакопления	Ненакопления	Ненакопление (s.s.)	Длительное	Отсутствие осадка		
	Диастемы		Кратковременное			
Эрозионный	Эрозионный	Эрозия осадка	Полная	Эрозионные поверхности		
			Неполная	Конгломераты (остаточные отложения), интракласты		
Субаквальный	Элювиально-диагенетический (твердое дно [ТД]; конкреции, узловатый мел)	Комплекс синседиментационных и раннедиагенетических факторов	Бичрок, ТД, узловатый мел	Железомарганцевые корки и конкреции	Фосфоритовые корки	
			Фосфоритовые и карбонатные плиты		Фосфоритовые, сидеритовые и др. плиты	
	Мягкое дно	Биозлювий	Мягкое дно	Мягкое дно (редко)	Мягкое дно	
	Гальмиролититы	Хемозлювий	Глаукониты	Бентониты	Глаукониты	
Перемещение КГК Похолодание / снижение биопродукции		Глинистые прослои	Красные океанические глины	—		
Экспозиции	Разные синседиментационные и раннедиагенетические					
Субазральный		Почвы (палеопочвы)				

синседиментационных и раннедиагенетических перерывов показаны в таблице. Такое определение КР наиболее близко к пониманию их Е. Родом [Rod, 1946] и Х. Дженкинсом [Jenkyns, 1971].

Очевидно, что при таком определении термин «горизонт конденсации», также часто встречающийся в литературе и прочно вошедший в геологическую терминологию, не является синонимом КР как слой, содержащий переотложенный («смешанный») комплекс органических остатков [Барабошкин и др., 2002; Jenkyns, 1971]. Здесь стоит отметить, что в англоязычной литературе существуют два термина, описывающих различные типы переотложения: «re deposition» (resedimentation, desedimentation) — переотложение более древних образований, и «reelaboration» — почти синседиментационный переувал отложений. Первое явление относится к горизонтам конденсации, а второе — к самому процессу конденсации.

Близким по смыслу к горизонту конденсации является термин «поверхность конденсации» (condensation surface) [Fluegel, 2004; Hillgärtner, 1998].

В ряде работ, например в [Fluegel, 2004], конденсация синонимизируется с понятием «концентрация». Конденсация и концентрация суть явления разные, хотя и не все их разделяют. Седиментационная концентрация — это процесс накопления каких-либо специфических объектов (фосфатных, сидеритовых или кремневых галек, зерен магнетита, фоссилизованных органических остатков и т.д. и т.п.) в каком-либо участке бассейна осадконакопления, не связанный с сохранением возрастной (стратиграфической) стратификации отложений. Главным отличием конденсации от концентрации является

именно то, что, несмотря на малую мощность, не происходит или почти не происходит перемешивания разновозрастных отложений, т.е. сохраняется первичная стратификация разрезов. Этим они отличаются, скажем, от кремневых конгломератов, где древние и молодые кремни перемешаны в виде галек и, таким образом, также являются конденсированными (это можно наблюдать в береговых обрывах о. Рюген в Германии).

Скорость образования КР. Следует сразу оговориться, что речь здесь идет о средних значениях скорости осадконакопления, поскольку, как справедливо отмечает Г. Айнзеле [Einsele, 2000], в большинстве случаев рассчитать абсолютные значения скорости невозможно.

Какую скорость осадконакопления следует считать замедленной? Точного ответа на этот вопрос не существует, а разброс значений весьма велик. Некоторые исследователи считают разрез конденсированным, если скорость осадконакопления достигает 16 см/тыс. лет. Однако, по оценкам большинства авторов, скорость, типичная для КР, гораздо меньше. П. Вейл с соавторами [Vail et al., 1984], в частности, определяют ее конкретно: менее 1 см/тыс. лет.

Очевидно, что источники осадочного материала в разных палеогеографических условиях различны. Низкая скорость седиментации на мелководье связана с сокращением или отсутствием поступления обломочного и/или биогенного (низкие широты) материала. В глубоководных частях бассейна скорость седиментации определяется интенсивностью поступления фоновых пелитовых и главным образом планктоногенных осадков.

Если следовать определению КР, сделанному в работах [Loutit et al., 1988; Vail et al., 1984], то ориентироваться следует на скорость накопления пелагических и гемипелагических осадков. Наиболее низкая из них характерна для пелагиали океанов (0,1–6 см/тыс. лет) [Кукал, 1987; Лисицын, 1988; Романовский, 1998; Einsele, 2000], при этом самые низкие значения скорости зафиксированы как для красных океанических глин (обычно <5 мм/тыс. лет), так и для глубоководных радиоляритов [Кукал, 1987; Рединг и др., 1990]. Близкие значения скорости получены для известняков фации «Ammonitico Rosso» [Барабошкин и др., 2002; Рединг и др., 1990; Einsele, 2000], некоторых КР затопленных карбонатных платформ Средиземноморья [Рединг и др., 1990], КР эпиконтинентальных терригенных бассейнов [Барабошкин и др., 2002] и силурийских граптолитовых сланцев [Рединг и др., 1990]. Согласно Г. Айнзеле [Einsele, 2000], такая же скорость осадконакопления характерна для областей биогенной седиментации (битуминозные сланцы, пелагические карбонаты, изолированные глубоководные карбонатные платформы, радиоляриты, кремнистые илы) и транзитных шельфов.

Цифры 0,5 и 1 см/тыс. лет являются некими пороговыми значениями, характеризующими скорость седиментации, типичную для КР [Кукал, 1987; Лисицын, 1988; Романовский, 1998; Einsele, 2000; Loutit et al., 1988; Vail et al., 1984]. Автор предлагает различать (с известной степенью условности) собственно КР (средняя скорость седиментации 0,5–1 см/тыс. лет) и сверхконденсированные разрезы² (СКР, средняя скорость седиментации <0,5 см/тыс. лет). Упомянутая условность относится, разумеется, и к средним значениям скорости, так как они суммируются из эпизодов полного ненакопления, эрозии и эпизодов относительно быстрой седиментации, часто превышающей 1 см/тыс. лет.

Типы КР. Т. Лотет и соавторы [Loutit et al., 1988] указывали, что КР всегда ассоциируются с максимальной глубиной бассейна. Как было показано позже, это происходит далеко не всегда [Барабошкин и др., 2002; Gomez, Fernandez-Lopez, 1994; Hillgaertner, 1998]. Исходя из опубликованных данных и личных наблюдений автора КР в самом общем виде можно подразделить на следующие типы.

1. Мелководные³ (неритовое мелководье и прибрежные части бассейнов с дефицитом осадков, а также возникшие при пелагиализации мелководья).

2. Гемипелагические и пелагические мелководные (эпиконтинентальные бассейны; неглубокие подводные поднятия без привноса терригенного материала, погруженные изолированные платформы; шельфы, подверженные воздействию океанических течений).

3. Гемипелагические (транзитные склоны бассейнов).

4. Пелагические глубоководные (абиссаль, глубоководные возвышенности).

К мелководным КР можно отнести следующие основные типы разрезов:

1) мелководные отложения ранне-среднеордовикского карбонатного рампа Русской плиты (рисунок, 5). Для них характерно присутствие глауконита, горизонтов микроконкреций, многочисленных поверхностей твердого дна. Данный тип КР формировался в условиях сокращенной поставки (дефицита) осадков (как кластических, так и карбонатных), под воздействием приливно-отливных течений [Зайцев, Барабошкин, 2006];

2) смешанные карбонатно-терригенные отложения нижнего и низов верхнего валанжина Юго-Западного Крыма [Барабошкин и др., 2002]. Породы представлены биокластовыми известняками, песчаниками, глинами, «пудинговыми» конгломератами с фосфоритами и железистыми оолитами. Они формировались в условиях начала раннемеловой региональной трансгрессии на прибрежном мелководье при интенсивном воздействии волнения, течений и биологической активности.

Г. Хиллгартнер [Hillgaertner, 1998] отмечает возможность образования прибрежных карбонатных КР при быстрой цементации многочисленных горизонтов твердого дна за счет приливно-отливных течений даже без дефицита осадков.

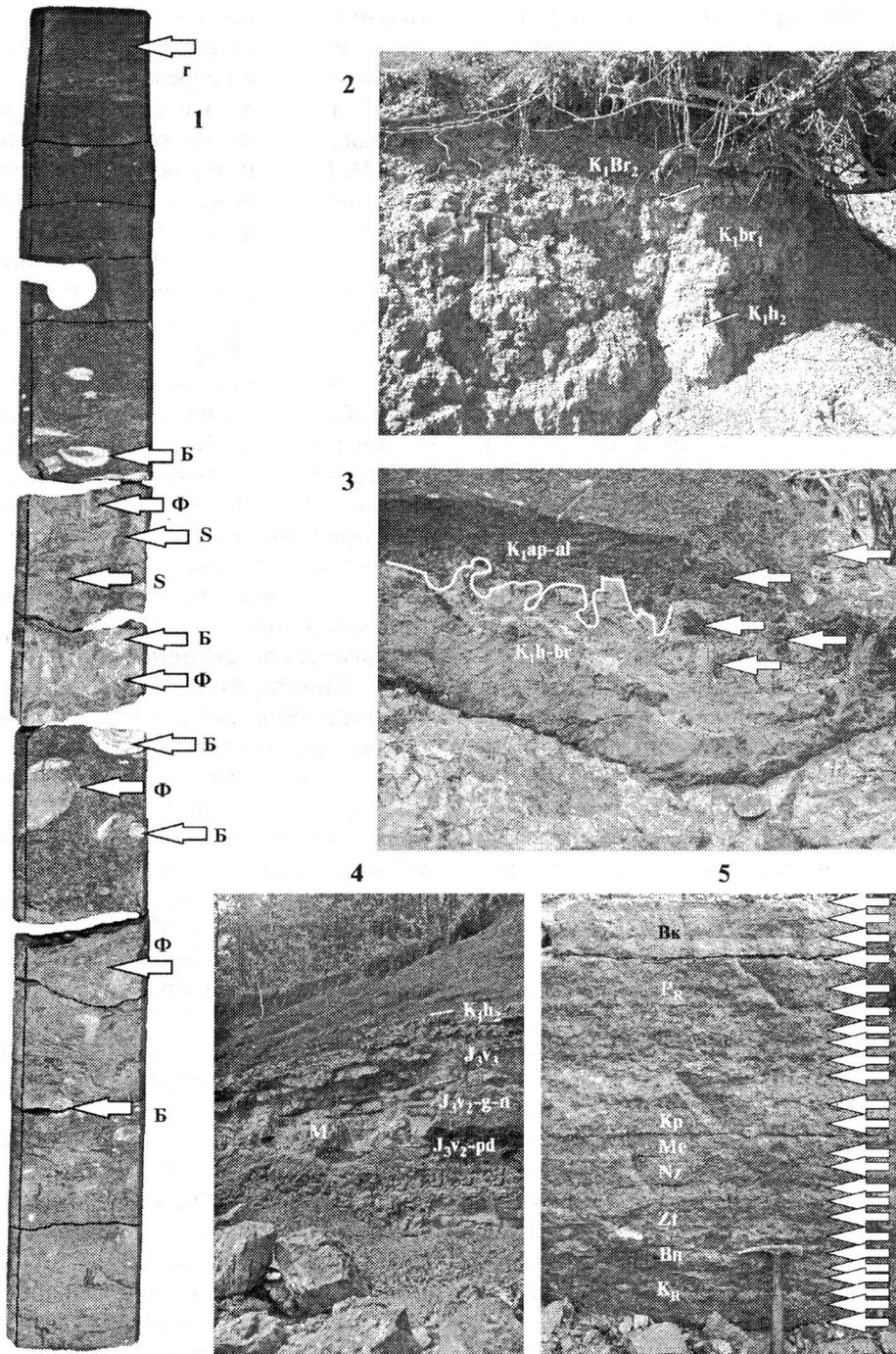
К гемипелагическим и пелагическим мелководным КР принадлежит большой спектр разрезов:

1) мелководные пелагические (глобигериновые) известняки о. Мальта, представляющие собой планктоногенные биотурбированные биомикриты с глауконитом, фосфоритовыми горизонтами, с остатками иглокожих, моллюсков и остракод. Они формировались на подводном поднятии, изолированном от поступления терригенного материала [Рединг и др., 1990];

2) палеозойские и мезозойские красно- и пестроцветные биомикритовые цефалоподовые известняки («Orthoceratitico Rosso», «Goniatitico Rosso», «Ammonitico Rosso») многих разрезов Евразии и Африки (в особенности палеобассейна Тетис), часто залегающие на мелководных карбонатах и приуроченные к внутрибассейновым поднятиям (рисунок, 2). Конденсация происходила вследствие близодновременной пелагической седиментации и деятельности придонных течений, а также подводного растворения, цементации, биоэрозии и инкрустации, сопровождавшихся осаждением гидроксидов железа и марганца [Барабошкин и др., 2002; Лисицын, 1974; Рединг и др., 1990; Jenkyns, 1971] и т.д. Значения глубины формирования цефалоподовых известняков варьируют от 1000 до 0 м, но большинство исследователей сходятся во мнении, что они навряд ли превышали

² Термин «сверхконденсация» («ultracondensation») был использован ранее применительно к глауконит-фосфатным КР апта-сеномана Эскрагнолеса (Юго-Восточная Франция [Cotillon, 1985]).

³ Под мелководными здесь понимаются мелководно-морские обстановки, не превышающие среднюю глубину современных шельфов, т.е. 200 м.



Некоторые примеры конденсированных разрезов: 1 — мелководные терригенные глауконит-фосфоритовые КР, Западная Сибирь, Томская область, скв. Западно-Моисеевская-30, барабинская пачка (оксфорд—кимеридж) и граница с глинами георгиевской свиты (кимеридж—нижневолжский подъярус, Г). КР представлен биотурбированными глауконит-кварцевыми песчаниками с фосфоритами (Ф), роствами белемнитов (Б), биотурбациями *Scolithos* (S). Диаметр керна 10 см; 2 — мелководные гемипелагические КР. Цефалоподовые известняки (“Ammonitico Rosso”, верхний готерив—баррем) на южном склоне г. Белой, правый борт р. Качи, Юго-Западный Крым. Индексами обозначены: K_1h_2 — верхний готерив; K_1br_1 — нижний баррем; K_1br_2 — верхний баррем (зона *Heinzia provincialis*); 3 — мелководные гемипелагические КР. Район г. Пилат, Гельветские Альпы, Швейцария. Граница готерив-барремских прибрежных грейнстоунов затопленной мелководной карбонатной платформы (K_1h-br) и основания КР апт-альбских (K_1ap-al) глауконит-кварцевых фосфоритовых песчаников. Стрелками отмечены наиболее крупные фосфориты, диаметр монетки около 2 см; 4 — мелководные терригенные глауконит-фосфоритовые КР. Правый берег Волги у с. Ундоры (район стратотипа волжского яруса). Неконденсированные части разреза: J_3v_2-pd — глины и битуминозные сланцы средневолжского подъяруса с многочисленными элювиальными перерывами (зона *Dorsoplanites panderi*); K_1h_2 — глины верхнего готерива (зона *Speetoniceras versicolor*). КР представлен биотурбированными глауконит-кварцевыми песчаниками с фосфоритовыми горизонтами конденсации $J_3v_2-g-n-J_3v_3$ (= K_1brs_1) (средневолжский подъярус, зоны *Virgatites gerassimovi* — *Ervirgatites nikitini* — верхневолжский подъярус (= нижний берриас)). М — молоток; 5 — мелководные карбонатные КР. Ленинградская область, карьер у с. Бабино. Фрагмент разреза волховского горизонта (нижний ордовик). Стрелками отмечено положение поверхностей твердого дна, возникших под влиянием приливно-отливных течений. Длина молотка 35 см

200–300 м [Рединг и др., 1990]. Мне представляется, что батиметрический спектр цефалоподовых известняков достаточно велик, поэтому в группу пелагических мелководных КР можно поместить только часть подобных КР, частично же они будут относиться к пелагическим КР (*s.s.*);

3) некоторые мезозойские битуминозные сланцы («черные сланцы») эпиконтинентальных бассейнов, формировавшиеся при трансгрессиях (а следовательно, при пелагиализации бассейнов), представляющие собой фоновые осадки (глины), насыщенные органическим веществом. Они возникали в условиях высокой планктоногенной биопродуктивности бассейнов при периодической или постоянной придонной аноксии [Рединг и др., 1990]. Скорость их формирования сильно варьировала (0,5–10 см/тыс. лет [Einsele, 2000]), что лишь частично соответствует скоростям образования КР. Поэтому далеко не все битуминозные сланцы являются КР;

4) «глауконитовый мергель» в основании толщи писчего мела на юго-западе Англии, на Северном Кавказе, в Закаспии, на Русской плите и в других районах, знаменующий переход от мелководно-морских обломочных к пелагическим осадкам. Согласно [Рединг и др., 1990], это один из примеров древних гемипелагических фаций. Порода представляет фосфатсодержащий глауконитовый биотурбированный мел с многочисленной и разнообразной фосфатизированной и нефосфатизированной фауной (губки, моллюски, брахиоподы, морские ежи, одиночные кораллы и др.) и желваками фосфоритов. Близкие по характеру осадки присутствуют на плато Блейк у побережья Калифорнии, а также на банке Агульяс у побережья Южной Африки [Рединг и др., 1990; Шопф, 1982]. Переотложение фосфоритов и органических остатков, обилие планктона, а также аутигенная минерализация являются следствием воздействия холодных придонных течений, поднимавшихся из глубины почти к поверхности;

5) многочисленные эпиконтинентальные разрезы глауконит-фосфоритовых песчаников фанерозоя. От предыдущего типа эти КР отличаются только существенно более низким содержанием карбонатов. Среди наиболее типичных можно назвать разрезы апта и альба («гольта») Западной Европы; волжско-го яруса, берриаса–валанжина [Барабошкин и др., 2002] (рисунок, 4), нижнего и среднего альба центра Русской плиты [Барабошкин и др., 2002]; барабинской пачки (верхний оксфорд–кимеридж) Западной Сибири (рисунок, 1) и мн. др. Эти КР формировались в условиях быстрого подъема уровня моря, под воздействием волнения, течений и биотической активности. Образование аутигенных минералов было вызвано увеличением биопродуктивности бассейна, связанного с расширением площади пелагического бассейна, действием мелководных апвеллингов или течений, приносящих холодные водные массы Бо-реального бассейна;

6) разрезы апт-альбских глауконит-фосфоритовых песчаников затопленных мелководных карбонатных шельфов бассейна Тетис (рисунок, 3). Эти разрезы во многом близки к предыдущему типу, но формировались в пределах пассивных окраин океана Тетис [Рединг и др., 1990]. Основные факторы, которые влияли на их образование, — это подъем и колебания уровня моря, штормовая/волновая активность, приводившие к вымыванию тонкого осадка, а также воздействие холодных течений. Возможно, что глауконит-фосфатное осадконакопление было связано с привнесом большого количества питательных веществ (эутрофикацией), что отчасти подтверждается корреляцией с глобальными аноксическими событиями [Шопф, 1982; Einsele, 2000]. В какой-то мере к этому типу КР близки карбонатные разрезы гайотов [Рединг и др., 1990].

Гемипелагические КР образуются на транзитных склонах глубоководных бассейнов [Рединг и др., 1990; Einsele, 2000], в тех местах, где осадки сравнительно быстро транспортируются к континентальному подножию. Современный пример — транзитные окраины Багамской банки (Карибский бассейн).

К *пелагическим глубоководным* можно отнести следующие типы отложений:

1) цефалоподовые известняки (см. выше), формировавшиеся на глубоководных возвышенностях (глубже 200 м);

2) красные океанические глины, которые (за редким исключением) представляют собой СКР. Этот тип осадков покрывает огромные площади (до 1/4) дна современных океанов и формируется ниже критической глубины карбонатакопления (КГК) на абиссали. Специфический состав глин, связанный с удаленностью от источников сноса и крайне низкой скоростью седиментации, позволил назвать их полигенными и выделить несколько разновидностей (переходный, эпипелагический и цеолитовый) [Лисицын, 1974]. Классический ископаемый разрез подобных отложений — меловые красные глины на о. Тимор [Рединг и др., 1990];

3) кремнистые (диатомовые и радиоляриевые) пелагиты, распространенные ниже КГК и участвующие в разрезах офиолитов. Значительно реже КР состоят из планктоногенных карбонатов, поскольку темп их формирования (особенно в области океанических дивергенций) очень значителен. Кремнистое и кремнисто-фосфатное осадконакопление происходит также в районах апвеллингов, вдоль западных окраин континентов, где также возрастает скорость седиментации [Лисицын, 1974, 1988]. Вместе с тем вдоль западных окраин океанов отмечается более широкое распространение перерывов, происхождение которых связано с течениями [Кеннетт, 1987]. Не исключено, что даже в районах апвеллингов возможно формирование КР.

Маломощные разрезы, помимо седиментационного происхождения, могут образовываться на стадии

глубокого диагенеза, а также после его завершения. Такие разрезы являются «псевдоконденсированными», не имеющими отношения к настоящим КР. Примером первых могут служить интервалы карбонатных разрезов, содержащие многочисленные стилолитовые поверхности с большой амплитудой стилолитовых зубьев (например, туронские отложения в центральной части Северного Кавказа). Примером вторых — эвапоритовые толщи, где мощные пласты соли «вытекают» из пространства между известняковыми, доломитовыми и иного состава породами [Раевский и др., 1973], а последние, механически сближаясь, «конденсируются».

Механизмы формирования КР. Ряд авторов различают несколько типов конденсации для КР: стратиграфическую, седиментационную и тафономическую [Fluegel, 2004; Gomez, Fernandez-Lopez, 1994]. Под стратиграфической конденсацией (вслед за [Heim, 1934]) понимается сокращение поступления осадков, вплоть до полного прекращения. Под седиментационной конденсацией подразумевают снижение скорости аккумуляции осадков. Тафономической конденсацией называют перемешивание разновозрастных органических остатков.

Все типы конденсации, присутствующие в разрезах, безусловно, являются стратиграфическими (хотя причины, вызывающие их, действительно, могут быть крайне различными), поэтому выделение стратиграфической конденсации в самостоятельный тип бессмысленно.

Два первых типа сопровождают формирование КР и известны как ненакопление и собственно перерывообразование (причем разного рода: синседиментационная эрозия, биоэрозия, растворение, ранний диагенез и т.д. [Барабошкин и др., 2002] (таблица), при этом второе часто следует из первого (если осадка нет, то он и не накапливается). Смысловая разница в использовании этих терминов, по мнению некоторых авторов (особенно [Gomez, Fernandez-Lopez, 1994]), состоит в том, что бывают случаи, когда при интенсивном привносе осадка он почти не накапливается (например, растворение карбонатов ниже КГК), но чаще эпизоды очень быстрого осадконакопления чередуются с ненакоплением. В соответствии с определением конденсация всегда происходит на этапе седиментации и раннего диагенеза, поэтому она практически всегда является седиментационной. Мне представляется, что правильнее определять этапы, во время которых происходит конденсация (синседиментационная и раннедиагенетическая), а также ее конкретные механизмы.

Тафономическая конденсация, широко распространенная при образовании КР и особенно горизонтов конденсации, мною не рассматривается как конденсация, так как, во-первых, при ней не выдерживается важнейший признак конденсации — сохранение первичной стратификации, а во-вторых,

использование термина «тафономия» ограничивается рамками органических объектов.

Основные механизмы образования КР представляются следующими (по [Fluegel, 2004], с дополнениями и изменениями).

1. *Механическая конденсация:* эрозия, вынос тонкообломочного материала, концентрация и перераспределение грубообломочного материала в условиях активной гидродинамики; механическое осаждение фоновых или планктоногенных осадков в условиях вялой гидродинамики или в неподвижной воде; уплотнение осадка. Во многих работах в качестве ведущего процесса конденсации рассматриваются течения, действующие на любых глубинах [Лисицын, 1988; Hillgaertner, 1998; Jenkyns, 1971], и волнение [Hillgaertner, 1998]. Гравитационное осыпание/обрушение осадков с краев внутренних поднятий играет незначительную роль.

2. *Химическая и биохимическая конденсация:* растворение и минеральное замещение; образование аутигенных минералов, типичных для КР (глауконит, фосфориты, железомарганцевые корки и конкреции и др.). Особенно важную роль она играет в океанах, где происходит растворение карбонатов ниже уровня карбонатной компенсации.

3. *Биотическая конденсация:* поедание, биотурбирование, биоэрозия, инкрустация; биотическое перераспределение и уплотнение осадка. Этот механизм конденсации наиболее масштабно проявляется на мелководье.

4. *Ненакопление* — осадок на дно не поступает. Причины ненакопления могут быть различны (перенос осадка в суспензии, растворение осадочных частиц, поедание органического детрита еще в столбе воды и т.д.); оно имеет место при всех вышеупомянутых процессах и является результатом одного или нескольких из них. Ненакопление «открывает путь» для действия остальных механизмов, поэтому также рассматривается как самостоятельный механизм.

Различные комбинации названных факторов и приводят к образованию КР.

Модели формирования КР. Конкретное проявление и сочетание механизмов конденсации в разных палеогеографических обстановках позволяют рассматривать следующие модели формирования КР:

- 1) быстрое повышение уровня моря;
- 2) медленное повышение уровня моря и/или его малоамплитудные колебания;
- 3) снижение уровня моря;
- 4) глобальное потепление, смещение зон конвергенции и дивергенции;
- 5) глобальное похолодание, смещение зон конвергенции и дивергенции.

Быстрое повышение уровня моря (относительное; его причины здесь не затрагиваются, они обусловлены сочетанием скорости и направленности эвстатических и тектонических движений, заполнения бассейна и

200–300 м [Рединг и др., 1990]. Мне представляется, что батиметрический спектр цефалоподовых известняков достаточно велик, поэтому в группу пелагических мелководных КР можно поместить только часть подобных КР, частично же они будут относиться к пелагическим КР (*s.s.*);

3) некоторые мезозойские битуминозные сланцы («черные сланцы») эпиконтинентальных бассейнов, формировавшиеся при трансгрессиях (а следовательно, при пелагиализации бассейнов), представляющие собой фоновые осадки (глины), насыщенные органическим веществом. Они возникали в условиях высокой планктоногенной биопродуктивности бассейнов при периодической или постоянной придонной аноксии [Рединг и др., 1990]. Скорость их формирования сильно варьировала (0,5–10 см/тыс. лет [Einsele, 2000]), что лишь частично соответствует скоростям образования КР. Поэтому далеко не все битуминозные сланцы являются КР;

4) «глауконитовый мергель» в основании толщи писчего мела на юго-западе Англии, на Северном Кавказе, в Закаспии, на Русской плите и в других районах, знаменующий переход от мелководно-морских обломочных к пелагическим осадкам. Согласно [Рединг и др., 1990], это один из примеров древних гемипелагических фаций. Порода представляет фосфатсодержащий глауконитовый биотурбированный мел с многочисленной и разнообразной фосфатизированной и нефосфатизированной фауной (губки, моллюски, брахиоподы, морские ежи, одиночные кораллы и др.) и желваками фосфоритов. Близкие по характеру осадки присутствуют на плато Блейк у побережья Калифорнии, а также на банке Агульяс у побережья Южной Африки [Рединг и др., 1990; Шопф, 1982]. Переотложение фосфоритов и органических остатков, обилие планктона, а также аутигенная минерализация являются следствием воздействия холодных придонных течений, поднимавшихся из глубины почти к поверхности;

5) многочисленные эпиконтинентальные разрезы глауконит-фосфоритовых песчаников фанерозоя. От предыдущего типа эти КР отличаются только существенно более низким содержанием карбонатов. Среди наиболее типичных можно назвать разрезы апта и альба («гольта») Западной Европы; волжско-яруса, берриаса–валанжина [Барабоскин и др., 2002] (рисунок, 4), нижнего и среднего альба центра Русской плиты [Барабоскин и др., 2002]; барабинской пачки (верхний оксфорд–кимеридж) Западной Сибири (рисунок, 1) и мн. др. Эти КР формировались в условиях быстрого подъема уровня моря, под воздействием волнения, течений и биотической активности. Образование аутигенных минералов было вызвано увеличением биопродуктивности бассейна, связанного с расширением площади пелагического бассейна, действием мелководных апвеллингов или течений, приносящих холодные водные массы Бо-реального бассейна;

6) разрезы апт-альбских глауконит-фосфоритовых песчаников затопленных мелководных карбонатных шельфов бассейна Тетис (рисунок, 3). Эти разрезы во многом близки к предыдущему типу, но формировались в пределах пассивных окраин океана Тетис [Рединг и др., 1990]. Основные факторы, которые влияли на их образование, — это подъем и колебания уровня моря, штормовая/волновая активность, приводившие к вымыванию тонкого осадка, а также воздействие холодных течений. Возможно, что глауконит-фосфатное осадконакопление было связано с привнесением большого количества питательных веществ (эутрофикацией), что отчасти подтверждается корреляцией с глобальными аноксическими событиями [Шопф, 1982; Einsele, 2000]. В какой-то мере к этому типу КР близки карбонатные разрезы гайотов [Рединг и др., 1990].

Гемипелагические КР образуются на транзитных склонах глубоководных бассейнов [Рединг и др., 1990; Einsele, 2000], в тех местах, где осадки сравнительно быстро транспортируются к континентальному подножию. Современный пример — транзитные окраины Багамской банки (Карибский бассейн).

К *пелагическим глубоководным* можно отнести следующие типы отложений:

1) цефалоподовые известняки (см. выше), формировавшиеся на глубоководных возвышенностях (глубже 200 м);

2) красные океанические глины, которые (за редким исключением) представляют собой СКР. Этот тип осадков покрывает огромные площади (до 1/4) дна современных океанов и формируется ниже критической глубины карбонатакопления (КГК) на абиссали. Специфический состав глин, связанный с удаленностью от источников сноса и крайне низкой скоростью седиментации, позволил назвать их полигенными и выделить несколько разновидностей (переходный, эпипелагический и цеолитовый) [Лисицын, 1974]. Классический ископаемый разрез подобных отложений — меловые красные глины на о. Тимор [Рединг и др., 1990];

3) кремнистые (диатомовые и радиоляриевые) пелагиты, распространенные ниже КГК и участвующие в разрезах офиолитов. Значительно реже КР состоят из планктоногенных карбонатов, поскольку темп их формирования (особенно в области океанических дивергенций) очень значителен. Кремнистое и кремнисто-фосфатное осадконакопление происходит также в районах апвеллингов, вдоль западных окраин континентов, где также возрастает скорость седиментации [Лисицын, 1974, 1988]. Вместе с тем вдоль западных окраин океанов отмечается более широкое распространение перерывов, происхождение которых связано с течениями [Кеннетт, 1987]. Не исключено, что даже в районах апвеллингов возможно формирование КР.

Маломощные разрезы, помимо седиментационного происхождения, могут образовываться на стадии

др.) приводит к преобразованию зоны мелководных и прибрежных разрезов в пелагиаль, затоплению низменной суши, снижению скорости эрозии и уменьшению площади, подверженной эрозии. Это, безусловно, основная причина образования КР [Лисицын, 1988; Gomez, Fernandez-Lopez, 1994; Jenkyns, 1971; Loutit et al., 1988; Vail et al., 1984]. При быстром повышении уровня моря формируются мелководные гемипелагические и пелагические КР в условиях шельфовых или эпиконтинентальных бассейнов; могут возникать также аноксидные пелагические глубоководные и мелководные эпиконтинентальные КР [Einsele, 2000]. В эпиконтинентальных бассейнах (где мощность осадочного чехла невелика) с низким рельефом даже небольшого подъема уровня моря достаточно, чтобы источники сноса были затоплены и формировались КР [Барабошкин и др., 2002].

В глубоководных пелагических условиях при повышении уровня моря происходит формирование КР, а при его падении возникает поверхность перерыва; литология КР при этом может изменяться [Рединг и др., 1990].

По-другому ведут себя глубоководные пелагические СКР: при подъеме уровня моря осадки и биофильные элементы концентрируются на шельфовых глубинах, что приводит к сокращению темпа биогенной седиментации в пелагиали (возникают перерывы) [Лисицын, 1988].

Во всех указанных случаях важным дополнительным фактором образования КР является топография бассейнов [Лисицын, 1988]; с площадью внутрибассейновых поднятий зачастую связана площадь распространения КР [Рединг и др., 1990].

Явлением, сопровождающим повышение уровня моря, является подъем холодных океанических течений на шельфы. В результате этого, с одной стороны, происходит образование мелководных гемипелагических КР с глауконит-фосфатным минералобразованием, а с другой — дополнительное снижение скорости седиментации за счет перемива осадков. Возможно, именно таким путем и формировались апт-альбские КР на затопленных карбонатных платформах Средиземноморья.

Медленное повышение уровня моря и/или его малоамплитудные колебания на карбонатных шельфах с дефицитом осадков. Формируются мелководные и гемипелагические мелководные КР вследствие преимущественного выноса осадков отливными течениями в более глубокие области бассейна и быстрой цементации карбонатов с развитием поверхностей твердого дна [Зайцев, Барабошкин, 2006; Hillgaertner, 1998].

Снижение уровня моря приводит к массовому перемещению осадков в область континентального подножия и усилению седиментации в глубокой пелагиали [Лисицын, 1988]. На мелководье в эти периоды КР не образуются, поскольку усиливаются эрозионные процессы и образуются поверхности перерывов. В пелагиали происходит рост биопродукции,

что влечет за собой формирование КР на больших глубинах [Лисицын, 1988] и наиболее интенсивное осадконакопление в области СКР.

Глобальное потепление, смещение зон конвергенции и дивергенции. Последствием потепления климата являются аноксические события и связанные с ними КР, но главное здесь — это уменьшение глубины карбонатной компенсации [Кеннетт, 1987; Лисицын, 1974], приводящее к «диффузному кремненакоплению» [Лисицын, 1988] и значительно увеличивающее площади формирования КР и СКР. С потеплением климата может быть связан и сам подъем уровня моря, но, вероятно, не всегда, а также интенсификация системы апвеллингов.

Смещение зон конвергенции и дивергенции коррелятивно связано с изменением состояния атмосферы. Само по себе это явление не обязательно вызывает изменение площади образования КР, но может изменять их расположение. При совместном действии подъема КГК и смещения названных зон в целом площади развития глубоководных КР и СКР должны увеличиваться.

Глобальное похолодание, смещение зон конвергенции и дивергенции. Похолодание приводит к понижению уровня КГК, снижению темпа и площади карбонатной продукции (как неритической, так и пелагической). Одновременно происходит увеличение площади и скорости биогенного кремнистого продуцирования [Лисицын, 1988]. Поэтому похолодание вызывает развитие КР на мелководье и сокращение площади глубоководных пелагических СКР. При похолодании усиливается эрозия, интенсифицируются апвеллинги и системы океанических течений, что приводит к активному формированию контуритов на абиссали и исчезновению глубоководной аноксии [Лисицын, 1988; Шопф, 1982]; часто похолодание сопровождается снижением уровня моря, развитием эрозии на мелководье и смещением области аккумуляции на батиаль.

Смещение зон конвергенции и дивергенции во время похолодания не приводит к увеличению площади глубоководных пелагических КР и СКР.

Важнейшим фактором формирования мелководных КР является тектоническое положение области осадконакопления: средняя скорость осадконакопления в эпиконтинентальных бассейнах на 1–2 порядка ниже, чем в мелководных шельфовых и окраинных морях [Шопф, 1982].

Дополнительным фактором формирования любых КР является расположение континентов в высоких широтах или, другими словами, ширина зон аридного климата [Шопф, 1982]. Согласно А.П. Лисицыну [1988], экваториальные зоны поставляют в океан в 3 раза больше осадочного вещества, чем все остальные зоны Земли, поэтому в те моменты времени, когда континенты занимали высокоширотное положение (например, в раннем палеозое), условия для развития КР были наиболее благоприятными.

Заключение. Как следует из изложенного, КР и причины их образования гораздо разнообразнее, чем предполагалось ранее [Loutit et al., 1988; Vail et al., 1984]. Они связаны не только с глобальными перемещениями уровня моря, но также с его снижением и климатическими перестройками. В разных ситуациях осадочная система реагирует на эти процессы по-разному, поэтому наиболее активное развитие КР и СКР приходится то на мелководные области, то, наоборот, на глубоководные. Это следует учитывать при проведении стратиграфических корреляций. Очевидно, что дополнительным фактором возникновения КР является эволюция биоты, и в первую очередь планктона. По этой причине КР и СКР, возникавшие

на разных этапах развития Земли, достаточно сильно различаются.

В самой грубой схеме развитие КР на мелководье контролируется темпом привноса обломочного материала (особенно в высоких и средних широтах) и/или скоростью неритического карбонатонакопления (низкие широты). В глубоководных областях образование КР связано почти исключительно со скоростью биогенной (планктоногенной) седиментации, которая зависит от поступления элементов-биофилов и климатического состояния Земли.

Автор признателен Л.Ф. Копаевич (МГУ) за ознакомление с рукописью и конструктивные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Барабошкин Е.Ю., Веймарн А.Б., Копаевич Л.Ф., Найдин Д.П. Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки. Методические рекомендации. М.: Изд-во МГУ, 2002.

Зайцев А.В., Барабошкин Е.Ю. Стратиграфические перерывы в нижне-среднеордовикских отложениях северо-запада Русской плиты // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2006. № 3. С. 16–24.

Кеннетт Дж. Морская геология. Т. 1, 2. М.: Мир, 1987.

Кукал З. Скорость геологических процессов. М.: Мир, 1987.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988.

Раевский В.И., Фивег М.П., Герасимова В.В. и др. Месторождения калийных солей СССР. Методы их поисков и разведки. Л.: Недра, 1973.

Рединг Х.Г., Коллинсон Дж.Д., Аллен Ф.А. и др. Обстановка осадконакопления и фации. Т. 1, 2. М.: Мир, 1990.

Романовский С.И. Скорости осадконакопления // Литодинамика и минерагения осадочных бассейнов. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. С. 26–30.

Шонф Т. Палеоокеанология. М.: Мир, 1982.

Cotillon P. Hauts-fonds de la Marge Nord-Est Provencale au Cretace Inferieur. Un exemple de controles tectonique et bathymetrique // Bull. Sect. Sci. 1985. Т. 9. P. 25–38.

Einsele G. Sedimentary basins: Evolution, facies, and sediment budget. Berlin: Springer, 2000.

Fluegel E. Microfacies analysis of limestones. Analysis, interpretation and application. Berlin: Springer, 2004.

Gomez J.J., Fernandez-Lopez S. Condensation processes in shallow platforms // Sed. y Geol. 1994. Vol. 92. P. 147–159.

Heim A. Stratigraphische Kondensation // Ecl. Geol. Helv. 1934. Т. 27. S. 372–383.

Hillgaertner H. Discontinuity surfaces on a shallow-marine carbonate platform (Berriasian, Valanginian, France and Switzerland) // J. Sed. Res. 1998. Vol. 68, N 6. P. 1093–1108.

Jenkyns H.C. The genesis of condensed sequences in the Tethyan Jurassic // Lethaia. 1971. N 4. P. 327–352.

Loutit T.S., Hardenbol J., Vail P.R., Baum G.R. Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences // Soc. Econ. Paleontol. Mineral. 1988. Spec. Publ. 42. P. 183–213.

Rod E. Ueber ein Fossilager im oberen Malm der Melch-taleralpen // Ecl. Geol. Helvet. 1946. Т. 39. S. 177–198.

Vail P.R., Hardenbol J., Todd R.G. Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy // AAPG Mem. 1984. N 36. P. 129–144.