

**КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ
SHORT COMMUNICATIONS**

УДК 551.734'735:564.8(574.5)

**ГРАНИЦА ДЕВОНА – КАРБОНА В РАЗРЕЗАХ ХРЕБТА БОЛЬШОЙ КАРАТАУ
(ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)**

Л.В. Сергеева

*Республиканское государственное казенное предприятие
«Институт геологических наук им К.И. Сатпаева»
480100, Казахстан, г. Алматы, ул. Кабанбай батыра, 69а
E-mail: SergeevFamilySah@mail.ru
Поступила в редакцию 26 февраля 2004 г.*

Рассматриваются пограничные отложения девонской и каменноугольной систем в непрерывных карбонатных отложениях хребта Большой Каратау. Пограничные отложения формировались в условиях значительного падения уровня моря. Это привело к росту терригенной седиментации особенно в фациях переднего края и склона карбонатной платформы, и образованию карстовых брекчий и доломитов во внутренних частях шельфа, а также редким находкам органических остатков.

Ключевые слова: *девон, карбон, Казахстан, пограничные отложения, стратиграфия, брахиоподы, обстановки седиментации.*

**THE DEVONIAN – CARBONIFEROUS BOUNDARY IN THE SECTIONS OF A BOLSHOI
KARATAU RANGE (SOUTHERN KAZAKHSTAN)**

L.V. Sergeeva

Republican State Official Enterprise «Institute of Geology of the Sciences by name of K.I. Satpayev»

There are considered the boundary of Devonian and Carboniferous systems in the continuous carbonate of a Bolshoi Karatau range. The boundary sediments were formed in the conditions of significant collapse a sea level. It has led to growth terrigenous sedimentation, especially in the facies of a front margin and a slope carbonate platform and to formation karstic breccia and dolomite into internal parts of a shelf, and also to rare finds of the fossils.

Key words: *Devonian, Carboniferous, Kazakhstan, boundary sediments, stratigraphy, brachiopods, environment of the sedimentation.*

Хребет Большой Каратау расположен в Южном Казахстане и является северо-западным отрогом Тянь-Шанской горной системы (рисунок). Общее направление хребта северо-западное. С северо-восточной стороны к нему примыкает Чу-Сарысуйская депрессия, а с юго-западной – Сырдарьинская впадина. Юго-восточным своим окончанием Большой Каратау сливается с Угамским и Таласским хребтами. По современным представлениям, непрерывные карбонатные отложения верхнедевонского – ка-

менноугольного возраста хребта Большой Каратау формировались в условиях карбонатной платформы и представлены всеми фациальными разновидностями этого типа отложений [Cook et al., 1994]. Благоприятные экологические условия, обычные для пологозалегающих шельфов, способствовали количественному и таксономическому разнообразию фауны, поэтому геологические разрезы Большого Каратау достаточно информативны для исследования стратиграфо-палеонтологических границ. В насто-

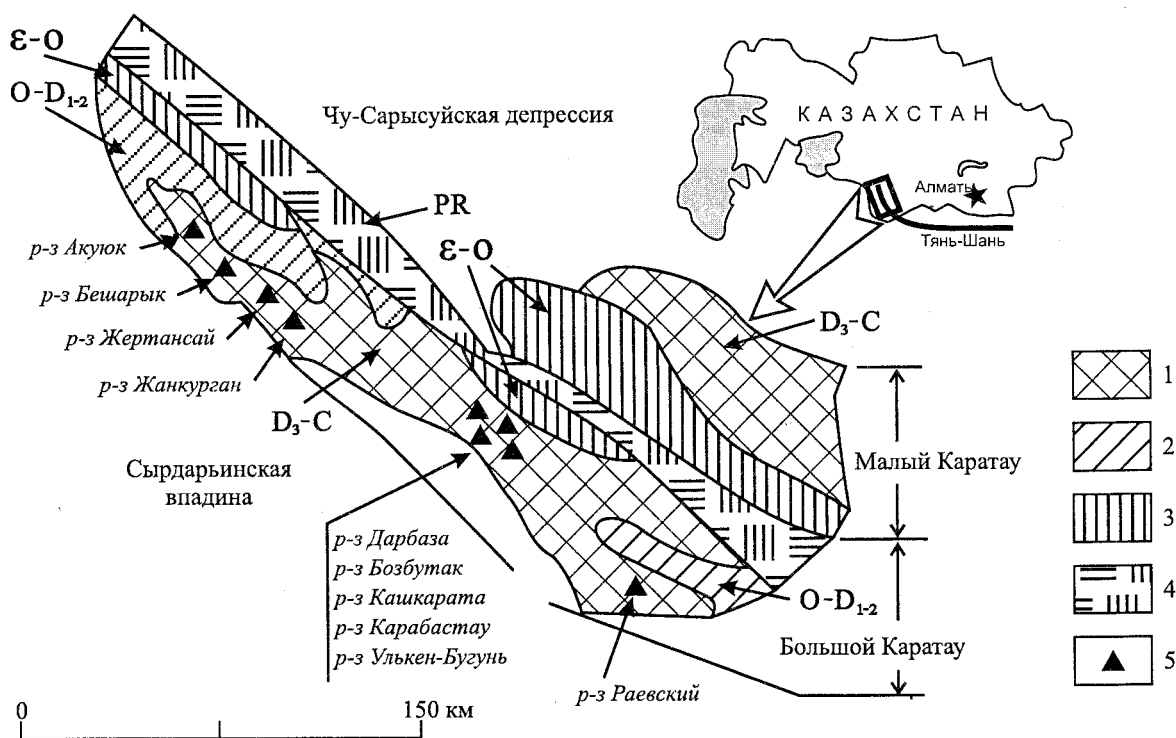


Схема расположения разрезов пограничных отложений девона – карбона хребта Большой Каратау.

1 – Выходы карбонатных и карбонатно-терригенных отложений верхнего девона – карбона; 2 – отложения ордовика и нижнего – среднего девона; 3 – отложения кембро-ордовика; 4 – протерозойские отложения; 5 – местоположение послынных разрезов.

ящей статье рассматривается несколько разрезов, которые были переизучены в последние годы и, с точки зрения автора, наиболее полно отражают существовавшие на границе двух систем обстановки осадконакопления и обитавшую в палеобассейне фауну.

Разрезы северо-западной части хр. Большой Каратау (Жанкурган, Акуюк, Бешарык, Жертансай) (см. рисунок) изучались (послойное описание, сборы и определения брахиопод) автором в 1992-95 гг. в составе международной группы «Сгада». По разрезам юго-восточной части Большого Каратау, Байжансайский район (Дарбаза, Бозбутак, Карабастау, Кашкарата, Рифовый, Улькен-Бугуень) автор только определяла брахиоподы и условия формирования ориктоценозов. Послойное описание разрезов и определение обстановок седиментации было выполнено ведущим геологом ГСП «Ізденіс» А.Е. Зориным (1996-2000 гг.).

В Казахстане фаменский ярус подразделяется на три горизонта – мейстеровский, суль-

циферовый и симоринский, каждый из которых соответствует одному из трех подъярусов фамена. Отложения максимума среднефаменской трансгрессии (сульциферовый горизонт) наблюдаются по всему Казахстану и имеют одинаковый таксономический состав органических остатков [Мартынова, 1961, 1974; Сергеева, 2002, 2003а, б]. Из рассматриваемых разрезов Большого Каратау наиболее полный брахиоподовый комплекс сульциферового горизонта отмечен в разрезе Бешарык [Сергеева, 2003а]. Брахиоподы собраны в пачке зарифовых, биотурбированных органогенно-обломочных известняков, выше которых залегают мелководные известняки со строматолитами, которые, в свою очередь, перекрываются доломитизированными известняками и кристаллическими доломитами без фауны. Такая последовательная смена литофаций в разрезе свидетельствует о начале регрессивной фазы. В разрезе Бешарык определен полный объем сульциферового горизонта (брахиоподовая зона *Adolfia talassica* [Сергеева,

2003а]), поэтому начало регрессивной фазы совпадает здесь с основанием верхнего фамена или симоринского горизонта, к которому уже следует относить лежащие выше известняки со строматолитами.

В разрезе Жанкурган на био- и литокластовые турбидиты с брахиоподами мейстеровского горизонта ложатся карбонатные дебрисные брекчии (ранее они определялись как брекчированные известняки и включались в состав базальной свиты [Турсункулов, 1985; Решение..., 1986; Марфенкова, 1991] (таблица) с редкими брахиоподами верхней части сульциферового горизонта *Mesoplica praelonga* (Sow.), *M. semisbugensis* (Nal.), *Chonetes hardrensis* Phill. и др. [Мартынова, 1961; Сергеева, 2003а]. По данным М.М. Марфенковой (см. таблицу), в базальной свите собран богатый комплекс фораминифер зоны *Quasiendothyra kobeitusana* с редкими *Earlandia aljutovica* (Reitl.), *E. minima* (Bir.), *Bisphaera malevkensis* Bir. [Решение..., 1986; Марфенкова, 1991]. Такой комплекс фораминифер обычен для отложений симоринского горизонта Казахстана [Мартынова, 1961, 1974; Насиканова, 1974, Марфенкова, 1991]. Кроме того, в кровле базальной свиты (разрез Акуюк) выделены конодонты *Bispathodus spinulicostatus* (Brans.), *B. aculeatus anteposicornis* Scott., *B. aculeatus* (Br. et Mehl.) [Турсункулов, 1985], которые по заключению Л.А. Турсункуловой соответствуют фораминиферовой зоне *Quasiendothyra kobeitusana* западно-европейской шкалы или слоям Этрэн Франко-Бельгийского бассейна. Следовательно, несмотря на отсутствие брахиопод симоринского горизонта, верхняя часть разреза базальной свиты формировалась в позднем фамене, так как брахиоподы, собранные в отложениях дебрисных потоков регрессивной фазы, скорее всего, являются фрагментами размываемых и еще не консолидированных ориктоценозов конца среднего фамена.

Эти отложения перекрываются мощной (более 900 м) толщей кристаллических доломитов и доломитизированных известняков с маломощными прослоями сферовых известняков (разрезы Жанкурган, Акуюк, Жертансай). Ранее эта мелководная трансгрессивно-регрессивная толща подразделялась на искристую, турланскую, бельмазарскую и балатурланскую свиты [Решение..., 1986; Марфенкова, 1991] (см. таблицу). Здесь М.М. Марфенковой среди однокамерных фораминифер и редких квазиэн-

дотир определены виды *Bisphaera malevkensis* Bir., *Tournayellina beata* (Mal), *Earlandia minima* (Bir.) и др., фораминиферовой зоны основания турнейского яруса *Bisphaera malevkensis* – *Earlandia minima* [Марфенкова, 1991; Жаймина, 2002]. В этой толще брахиоподы обнаружены только в бельмазарской свите. В ее подошве вместе с *Bisphaera malevkensis* Bir. О.Н. Насикановой определены виды верхней части сульциферового горизонта *Adolfia talassica* (Vas.), *Cyrtospirifer semisbugensis* Nal., *Athyris* sp., а в кровле свиты уже таксоны симоринского горизонта *Semiproductus cf. leptus* Bubl., *Nigeroplica cf. niger* Goss., *Mesoplica cf. praelonga* Sow., *Cyrtospirifer curban* Nal.

В юго-восточной части Большого Каратау (разрез Аралтау, река Улькен-Бугунь, Байжансайский район) в кровле мелководной толщи, которая содержит фораминиферы *Auroria ferganensis* Pojark., *Bisphaera elegans* Viss., *Cribrosphaeroides ovalis* Pojark., *Septaglomospiranella primaeva* (Raus.), *Tournayellina beata* Mal. и др., О.Н. Насикановой определены брахиоподы основания кассинского горизонта *Ovatia laevicosta* (White), *Cyrtospirifer sibiricus* (Leb.), *Brachythyris peculiaris* Schum. [Марфенкова, 1991]. Согласно приведенному М.М. Марфенковой комплексу фораминифер [там же, стр. 15, 20], данную толщу можно сопоставить с бельмазарской и балатурланской свитами разрезов Жанкурган, Жертансай и Акуюк северо-западной части Большого Каратау, в которых впервые появляется подобный комплекс фораминифер. Кроме того, в разрезе Акуюк в карбонатных турбидитах и скелетных грейнстоунах (аксайская свита), лежащих на балатурланской карстовой брекчии (кровля рассмагриваемой толщи), автором собраны обильные створки вида *Cyrtospirifer sibiricus* (Leb.) и *C. kobeitusensis* Mart. основания кассинского горизонта (брахиоподовая зона *Cyrtospirifer sibiricus* – *Syringothyris hannibalensis* [Сергеева, 2003в]). Это совпадает по стратиграфическому уровню и таксономическому составу брахиопод с определениями О.Н. Насикановой фауны кассинского горизонта в юго-восточной части Большого Каратау.

Следовательно, толща мелководных циклических отложений (быстрые регрессии и кратковременные трансгрессии), сформированная в единой седиментационной обстановке, содержит фораминиферы зоны основания турнейс-

Схема сопоставления пограничных отложений девона - карбона Большого Каратау

Система	Отдел	Ярус	Верхний	Средний	Сулциферовый	Решения III Казхстанского совещания 1986	Турсункулов Э.Т., Гронин В.Н. 1985	Марфенкова М.М. 1991 (фораминиферы)	Сергеева Л. В., 1995 (брахиоподы)	Литофаци- альная колонка	Кривая колебаний уровня моря	
Камменноугольная	Нижний Турнейский	Вязькинский	Верхний	Средний	Сулциферовый	казанбузарская свита	казанбузарская известняки, алевролиты, мергели, прослой и желваки кремней	казанбузарская свита	казанбузарская свита	Dicyoclostus deripitus - Verkhotomia plena Spirifer grimesi - K. kadralsensis	Кривая колебаний уровня моря	
						оргайлысайская свита		оргайлысайская свита				оргайлысайская свита
		Турнейский	Верхний	Средний	Сулциферовый	аксайская свита	аксайская, известняки с прослоями глинистых и доломитизированных известняков	аксайская свита	аксайская свита	Органический детрит с редкими створками Imbrexia incertus	Кривая колебаний уровня моря	
						бальтурланская свита		бальтурланская свита				бальтурланская свита
		Турнейский	Верхний	Средний	Сулциферовый	бельмазарская свита	бельмазарская, доломиты с прослоями сферовых известняков, карстовых брекчий	турланская свита	турланская свита	Органический детрит с редкими створками Imbrexia incertus	Кривая колебаний уровня моря	
						турланская свита		турланская свита				турланская свита
		Турнейский	Верхний	Средний	Сулциферовый	искристая свита	бельмазарская, доломиты с прослоями известняков	искристая свита	искристая свита	Суртоспирifer sibiricus	Кривая колебаний уровня моря	
						базальная свита		базальная свита				базальная свита
		Девонская	Верхний Фаменский	Верхний	Средний	Сулциферовый	базальная свита	турланская, черные доломиты	базальная свита	базальная свита	Nigeroptica niger	Кривая колебаний уровня моря
							тассарайская свита		тассарайская свита			
Верхний Фаменский	Верхний			Средний	Сулциферовый	базальная, известняки брекчиевидные, доломиты	базальная, известняки брекчиевидные, доломиты	базальная свита	базальная свита	Mesoptica praetonga Adolfia talassica	Кривая колебаний уровня моря	
						тассарайская свита		тассарайская свита				тассарайская свита
Верхний Фаменский	Верхний			Средний	Сулциферовый	тассарайская свита	тассарайская, известняки	тассарайская свита	тассарайская свита	Mesoptica praetonga Adolfia talassica	Кривая колебаний уровня моря	
						акбулакская свита		акбулакская свита				акбулакская свита

кого яруса *Bisphaera malevkensis* – *Earlandia minima*. С этим комплексом фораминифер в разных частях толщи определены брахиоподы верхов сульфидерового и симоринского горизонтов фамена ($D_3 fm_2 sl, D_3 fm_3 sm$) и в кровле толщи – брахиоподы основания кассинского горизонта турнейского яруса карбона (брахиоподовая зона *Cyrtospirifer sibiricus* – *Syringothyris hannibalensis* [Сергеева, 2003в]). По брахиоподам границу между двумя системами в разрезах Жанкурган, Жертансай, Акуюк, Аралтау следует проводить выше кровли балатурланской карстовой брекчии или выше известняков со строматолитами (разрез Жертансай), т.е. по отложениям первой кратковременной трансгрессии, которые содержат брахиоподы кассинского горизонта зоны *Cyrtospirifer sibiricus* – *Syringothyris hannibalensis* (см. таблицу). А саму толщу мелководных циклических отложений относить к симоринскому горизонту верхнего фамена ($D_3 fm_3 sm$).

Но, согласно фораминиферовой зональной шкале Казахстана [Марфенкова, 1991; Жаймина, 2002] эта мелководная толща – турнейская, так как она содержит зональные виды-индексы раннетурнейской зоны *Bisphaera malevkensis* – *Earlandia minima*. Однако эта зона, выделенная по однокамерным фораминиферам, имеет экологическую природу, т.е. связана с условиями обитания, а не с эволюцией фораминифер, что обстоятельно доказано на разрезах Урала и Кузнецкого бассейна [Максимова, 1984]. В Большом Каратау однокамерные фораминиферы также становятся массовыми в мелководных отложениях (все вышеперечисленные разрезы). Например: в склоновых фациях разреза Бозбутак вид *Bisphaera malevkensis* и другие таксоны этого зонального комплекса встречаются единичными экземплярами по всему объему фаменского яруса (мейстеровский, сульфидеровый и симоринский горизонты), но обильными они становятся только в глинисто-доломитовом цементе глыбовых конгломерато-брекчий *in situ*, которые образованы на максимуме регрессивной фазы девонского трансгрессивно-регрессивного цикла. В мелководных отложениях полностью отсутствуют многокамерные корненожки, которые постепенно исчезают из разреза при обмелении и появляются вновь с новым трансгрессивным циклом (верхняя часть аксайской свиты, зона *Chernyshinella glomiformis* – *Ch. disputabilis* [Марфенкова, 1991]).

Следовательно, применение данной экологической зоны для определения границы между системами не корректно, так как отложения регрессивной фазы трудно проследить по латерали, а сходные экологические обстановки, благоприятные для однокамерных фораминифер, могут появляться на разных временных уровнях. Логичнее проводить границу по основанию зоны *Chernyshinella glomiformis* – *Ch. disputabilis*, которая в разрезах Большого Каратау охватывает верхнюю часть аксайской свиты ($C_{1t_1 ak}$) и оргалысайскую свиту верхнего турне [Марфенкова, 1991] (см. таблицу). Это несколько выше брахиопод основания кассинского горизонта, которые собраны в подошве аксайской свиты, в отложениях самой первой, но очень кратковременной, трансгрессии. Из фораминифер здесь наблюдаются те же таксоны, что и в подстилающих отложениях [Марфенкова, 1991]. Фораминиферы зоны *Chernyshinella glomiformis* – *Ch. disputabilis* появляются в отложениях нового трансгрессивного-регрессивного цикла, максимум трансгрессивной фазы которого приходится в Казахстане на среднюю часть нижнего визе (брахиоподовая зона *Dictyoclostus deruptus* – *Verkhotomia plena*). Отложения этой трансгрессии содержат каменноугольные фораминиферы и последовательно – брахиоподы верхней части раннего и низов позднего турне карбона. В таком случае граница девона и карбона Казахстана в Большом Каратау по фораминиферам совпадала бы со стратотипом границы каменноугольной системы во Франко-Бельгийском бассейне, где она проводится по основанию зоны *Chernyshinella glomiformis*.

Юго-восточная часть хребта Большой Каратау сложена более глубоководными, чем северо-западная часть, осадками внешнего края и склона карбонатной платформы. Здесь наблюдаются аллохтонные ориктоценозы брахиопод с элементами гравитационной сортировки среди обильного органического детрита. Для иллюстрации влияния условий седиментации на формирование ориктоценозов из всех вышеперечисленных разрезов приведем разрез Дарбаза, так как в нем определены конодонты зоны *Siphonodella sulcata*. Разрез составлен ведущим геологом ГСП «Изденис» А.Е. Зориным в 2000 году (брахиоподы определяла Л.В. Сергеева).

1. Алевролиты и алевропесчаники коричнево-серые, тонкоплитчатые с прослоями глинистых доломитов, мадстоунов и скелетно-пиллоидных вакстоунов – 13 м.

2. Тонкое переслаивание зеленовато-серых алевролитов и коричнево-серых мелкозернистых песчаников и серых грейнстоунов – 14 м.

3. Темно-серые грубозернистые грейнстоуны с крупными зернами кварца и фрагментами створок брахиопод, с прослоями биотурбированных вакстоунов с брахиоподами *Mesoplica sp.*, *Paraphorinchus sp.* – 14 м.

4. Вакстоун серого цвета. В толще слоя неравномерные скопления створок брахиопод: *Buxtonia praescabricula* Nal., *Praewagenoconcha speciosa* (Hall), *P. oreliana* (Moell.), *Mesoplica praelonga* (Sow.), *M. cf. semisulcata* Nal., *M. intermedia* Mart., *Cyrtospirifer communis* Sid., *C. postarchiaci* Nal., *C. sergunkovae* Sid., *C. sulcifer konensis* Mart., *C. cf. sulcifer* (Hall et Clark) и др. – 6 м.

5. Конгломерато-брекчия светло-серого и серого цвета. В мелкообломочном, несортированном матриксе «плавают» неправильные обломки вакстоунов (размером до 7-10 см). В вакстоунах детрит ракушняковой фауны. Цемент карбонатно-терригенный – 5 м.

6. Чередование серых, биотурбированных грейнстоунов с линзами и пластами конгломерато-брекчий (как в слое 5). В грейнстоунах онколиты, криноидеи, брахиоподы. В верхней части пачки грейнстоунов под конгломерато-брекчиями брахиоподы: *Praewagenoconcha speciosa* (Hall), *Mesoplica praelonga* (Sow.), *M. cf. aktaica* (Nal.), *Sentosia retiformis* (Krest. et Karp.), *Tenisia cf. tshingizica* Mart., *Paulonia cf. ranovensis* (Pectz.), *Spirifer kasak* Nal., *Mucrospirifer aff roemerianus* Kon., *M. tylothyriiformis* Krest. et Karp. и единичные *Cyrtospirifer sibiricus* (Leb.) – 39 м.

7. Водорослевая рифовая постройка с редкими брахиоподами. Кровля постройки закарстована и брекчирована. Пустоты выполнены красноватыми мергелями и алевролитами. В алевролитах наблюдается ясная слоистость – 16 м.

8. Темно-серые карбонатные турбидиты с гравиметрической сортировкой обломков от крупно-среднезернистых до тонкозернистых, с органическим детритом. В первой половине слоя пласт дебрисных потоков с обломками (размер от 2.0 см до 0.5 м) рифовой постройки. В турбидитах зерна кварца и темноцветных минералов – 53 м.

9. Серые грейнстоуновые турбидиты с гравиметрической сортировкой обломков от крупно-до среднезернистых, с прослоями осадочных брекчий (мощность до 20 см) и корич-

нево-красных алевролитов (мощность до 5 см). В среднезернистых турбидитах линзообразные скопления створок *Cyrtospirifer sibiricus* (Leb.) и редкие *Cyrtospirifer kobeitusensis* Mart. – 30 м.

10. Переслаивание среднезернистых турбидитов, осадочных брекчий и серых мадстоунов in situ. Осадочные брекчии, невыдержанные по мощности, с пережимами и линзовидными раздувами. Мощности турбидитов и мадстоунов примерно одинаковые (до 2.5–3 м). В турбидитах брахиоподы: *Mesoplica kassini* (Nal.), *Spinulicosta concentrica* (Hall), *Torynifer cooperensis* Swall., *Camarotoechia rowleyi* Nal et Well., *Mucrospirifer tarkhanensis* Bub., *Cyrtospirifer sibiricus* (Leb.) и др. – 20 м.

11. Водорослевый баундстоун (риф). Сложен в основном ренальписами – 114 м.

12. Слои 12-17 разреза А.Е. Зорина. Мощная пачка переслаивания карбонатных турбидитов и крупно- и среднеобломочных брекчий. В обломках брекчий водорослевые баундстоуны (размер от десятков сантиметров до глыб – первые метры). Цемент мелкообломочный того же состава. Распределен неравномерно – от преобладания, когда обломки «плавают» в мелкообломочном цементе, до заполнения небольших пустот между плотно лежащими обломками. В турбидитах примесь терригенного материала и органический детрит, в основном криноидный. Членики криноидеи образуют прослой и неправильной формы скопления. Общая мощность – 917 м.

13. Глыбовая светло-серая конгломерато-брекчия с незначительной примесью карбонатного цемента. В обломках – водорослевый баундстоун. Преобладают обломки размером от 1.5 м до 4.0 м, реже менее метра, еще реже – первые десятки сантиметров. Здесь в кровле брекчии Г.Е. Шинкаревым определена *Siphonodella sulcata* (Huddle) (точка 1169). В кровле слоя между брекчиями коричневатые-серые, крупнозернистые турбидиты с криноидеями и псаммитовой терригенной примесью – 110 м.

14. Коричнево-серые турбидиты с гравиметрической сортировкой обломков от крупно-до среднезернистых и прослоями дебрисных (зерновых) потоков мощностью до 0.5 м. В турбидитах терригенная примесь псаммитовой и алевролитовой размерности, обильный органический детрит (криноидеи и фрагменты створок брахиопод) – 320 м.

Общая мощность разреза – 1 671.0 м.

Брахиоподы слоя 4 характеризуют верхнюю часть сульфидеронового горизонта ($D_3 fm_2 sl$) Казахстана. Комплекс легко сопоставляется с брахиоподами верхней части сульфидеронового горизонта разрезов Бешарык, Жанкурган, Бозбутак, Рифовый. В слое 6 к брахиоподам сульфидеронового горизонта добавляются таксоны, которые появляются в симоринском горизонте ($D_3 fm_3 sm$) и исчезают в середине кассинского ($C_1 t_1 ks$) (*Sentosia retiformis*, *Tenisia cf. tschingizica*) или таксоны, появляющиеся в кассинском горизонте (*Mesoplica cf. aktaica*, *Spirifer kasak*, *Cyrtospirifer sibiricus*). Следовательно, несмотря на присутствие таксонов сульфидеронового горизонта, начиная с кровли слоя 6 и выше, карбонатные отложения надо относить к карбону, а именно – к основанию кассинского горизонта. Таким образом, симоринский горизонт здесь так же, как и в северо-западной части хребта, представлен циклической сменой, но не доломитов и доломитизированных известняков, а более глубоководных биотурбированных грейнстоунов и пластов конгломерато-брекчий (слой 6).

Следующий ориктоценоз слоя 9 состоит в основном из створок вида *Cyrtospirifer sibiricus* и редких *Cyrtospirifer kobeitusensis*. В Центральном Казахстане вид *C. kobeitusensis* появляется в верхней части симоринского горизонта, но образует многочисленные скопления в основании кассинского [Мартынова, 1961]. Эта часть разреза (слой 9) легко коррелируется по брахиоподам с отложениями, перекрывающими балатурланскую карстовую брекчию северо-западной части Большого Каратау (разрезы Жанкурган, Акуюк, Жергансай), и разрезом Карабастау юго-восточной части хребта. Следовательно, слои 7-9 – это основание кассинского горизонта или начало каменноугольных отложений в юго-восточной части Большого Каратау (брахиоподовая зона *Cyrtospirifer sibiricus* – *Syringothyris hannibalensis*). В последнем ориктоценозе (слой 10) определены таксоны только кассинского горизонта (брахиоподовая зона *Mesoplica kassini* – *Marginatia fernglenensis* [Сергеева, 2003в]), за исключением *Mucrospirifer tarkhanensis* Bub., который встречается в симоринском и кассинском горизонтах [Мартынова, 1961, 1974; Насиканова, 1974; Сергеева, 2003б].

Как видно из приведенного разреза, конодонты вида *Siphonodella sulcata* (Huddle), по появлению которого в стратотипе границы девона – карбона определяется основание камен-

ноугольной системы, появились в разрезе много выше (слой 13), чем брахиоподы карбона (кровля слоя 6 и слой 9). Однако, несмотря на значительную мощность отложений между двумя биофациями (слои 6 и 13), этот временной интервал может быть очень коротким, так как наиболее активной областью седиментации карбонатной платформы является внешняя часть шельфа [Конюхов, 1987], проградационные комплексы которой формируются в периоды низкого стояния океана.

Постепенное возрастание по разрезу среди грубо- и среднезернистых турбидитов количества и мощности прослоев крупнообломочных осадочных брекчий свидетельствует о максимальном падении уровня моря в этот отрезок времени, в результате чего рифовые постройки внешнего шельфа и края карбонатной платформы оказались в области денудации и продукты разрушения стали поступать на склон (разнообломочные конгломерато-брекчии слоя 12). Однако обломки рифогенного известняка (баундстоуна, слой 13) с *Siphonodella sulcata* (Huddle) появились в склоновых отложениях в начале новой трансгрессивной фазы, когда эродированная поверхность рифа вновь стала закрываться водой и размываться с выносом мелкообломочных фракций, в результате чего лишённые опоры глыбы осыпались на склон (глыбовые брекчии с незначительным карбонатным цементом). Первые брахиоподы карбона появились в склоновых фациях еще задолго до максимума рассматриваемой регрессивной фазы (биотурбированные грейнстоуны слоя 6). А брахиоподы кассинского горизонта (слой 10, зона *Mesoplica kassini*) – с суспензионными потоками регрессивной фазы, так как падение уровня моря в первую очередь сказалось на зарифовых фациях средней части шельфа.

Если проводить границу только по обнаруженным таксонам без учета условий седиментации, то возникнет расхождение по пространственному положению границы, определенной по конодонтам и брахиоподам. Однако в естественных условиях такого расхождения нет, так как обломки баундстоунов с *Siphonodella sulcata* (Huddle) попали в данный разрез много позже ее первого появления в бассейне, которое пока не установлено. Следовательно, в данном разрезе правильнее проводить нижнюю границу карбона по брахиоподам, так как они первыми появились в отложениях склона карбонатной платформы.

Детальное изучение фауны в разрезах Большого Каратау показывает исчезновение до 90% видов и 60% родов брахиопод, господствующих в среднем фамене. Некоторое возрастание биоразнообразия в постсобытийном интервале (вторая половина раннего турне), которое становится еще более заметным после установления нормальной трансгрессивной последовательности (позднее турне, верхняя часть аксайской и оргылысайской свиты). С трансгрессивными отложениями также связано появление и рост таксономического и численного разнообразия многокамерных фораминифер рода *Chernyshinella*. В постсобытийном интервале уже нет известняков со строматолитами, которые очень часто встречаются в фаменских отложениях Большого Каратау. Их сменяют известняки с колониальными рутозами.

Пограничные отложения характеризуются сменой литофаций (см. таблицу), которые представлены циклическими трансгрессивно-регрессивными отложениями конца фамена (верхнефаменский подъярус) и начала карбона (основание нижнетурнейского подъяруса) и трансгрессивными осадками конца нижнего и верхнего турне. Обобщающая кривая частых и кратковременных колебаний уровня моря в пограничных отложениях позволяет выделить **регрессивную фазу** конца фамена (симоринский горизонт), которая завершила девонский трансгрессивно-регрессивный цикл и медленно нарастающую **трансгрессивную фазу нового цикла**, с которой связаны отложения раннего турне (кассинский горизонт).

Регрессивная фаза выражена размывами с образованием конгломерато-брекчий *in situ*, с последующим возрастанием терригенной седиментации на краю и склоне карбонатной платформы (разрезы Дарбаза, Карабастау, Кашкарата, Бозбутак). В разрезе Бозбутак это обломки известняка с брахиоподами верхней части сульциферового горизонта, сцементированные глинисто-карбонатной тонкообломочной массой или глыбовые брекчии баундстоунов, сцементированные более мелкими обломками баундстоунов и глинисто-доломитовым цементом с обильными *Bisphaera malevkensis*. На внутренней части шельфа платформы регрессивная фаза отражена толщиной циклических (продолжительные регрессии и кратковременные трансгрессии) мелководных отложений, представленных чередованием доломитов и маломощных

сферовых известняков с примесью терригенного материала. В верхней части толщи наблюдаются седиментационные брекчии (балатурланская свита, разрезы Жанкурман, Акуюк, Жертансай), которые перекрываются прерванной трансгрессией с брахиоподами основания турне (*Cyrtospirifer sibiricus*) и фораминиферами зоны *Bisphaera malevkensis*. Трансгрессивная фаза, в начале которой еще проявлены краткие регрессии, совпадает с основанием нижнетурнейского подъяруса нижнего карбона (основание аксайской свиты, разрезы Акуюк, Жанкурман, Жертансай, Дарбаза, Карабастау, Аралтау и др.).

Следовательно, граница девона – карбона в Большом Каратау представлена регрессивными отложениями, которые образованы в результате значительного, но постепенного падения уровня моря. Этот естественный рубеж прослеживается как биостратиграфически (почти полное изменение состава органических комплексов в постсобытийном интервале), так и по характерной смене литофаций. Отрезок времени, отвечающий этому естественному рубежу, охватывает всю позднефаменскую фазу (симоринский горизонт) и начало раннего турне (кассинский горизонт).

Список литературы

- Жаймина В.Я. Фораминиферовая зональность каменноугольных отложений Казахстана // Состояние, перспективы и задачи стратиграфии Казахстана. Материалы Международного совещания. Алматы: Информ.-аналит. центр РК, 2002. С. 53-56.
- Конюхов А.И. Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану. М.: Недра, 1987. 219 с.
- Максимова С.В. Очерки о прикладной палеоэкологии. М.: Наука, 1984. 91 с.
- Мартынова М.В. Стратиграфия и брахиоподы фаменского яруса западной части Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1961. 153 с.
- Мартынова М.В. О границе девона и карбона в Центральном Казахстане // Допалеозой и палеозой Казахстана. Стратиграфия девона карбона и перми Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974. С. 86-90.
- Марфенкова М.М. Морской карбон Казахстана. Часть 1. Алма-Ата: Гылым, 1991. 196 с.
- Насиканова О.Н. О границе девона и карбона // Допалеозой и палеозой Казахстана. Стратиграфия девона, карбона и перми Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974. С. 91-96.
- Решение III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою. Алма-Ата: 1986. Часть 1. Докембрий и палеозой. СПб: 1991.

Сергеева Л.В. Раннекаменноугольные брахиоподовые ассоциации Северо-Западной части Большого Каратау // Геология Казахстана. 2002. № 3. С. 4-9.

Сергеева Л.В. Зональное расчленение фаменского яруса северо-западной части хребта Большой Каратау по брахиоподам // Изв. НАН РК. Сер. геол. 2003а. № 2. С. 3-7.

Сергеева Л.В. Морские фамен-каменноугольные отложения Семипалатинского полигона // Изв. НАН РК. Сер. геол. 2003б. № 3. С. 3-17.

Сергеева Л.В. Брахиоподовая зональность каменноугольных отложений Казахстана (ранний карбон) // Изв. НАН РК. Сер. геол. 2003в. № 6. С. 3-11.

Турсункулов Э.Т., Гронин В.Н., Турсункулова Л.А. Объяснительная записка к опорной легенде Большекаратауской серии (к геологическим картам масштаба 1 : 50 000). Кокчетав: РГФ, 1985.

Cook H.E., Zhetchuzhnikov V.G., Buvtyshkin V.M. et al. Devonian and Carboniferous passive-margin carbonate platform of southern Kazakhstan: summary of depositional and stratigraphic models to assist in the exploration and production of coeval giant carbonate platform oil and gas fields in the north Caspian basin, Western Kazakhstan // Global Environments and Resources. Can. Soc. Petrol. Geol. 1994. Memoir 17. P. 363-381.

Рецензент член-корр. Б.И. Чувашов