

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО БИОСТРАТИГРАФИИ И СЕДИМЕНТОЛОГИИ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ о. СТОЛБ (дельта р. Лена)

А.Ю. Язиков, Н.Г. Изох, С.В. Сараев, **Н.К. Бахарев**, Т.В. Гонга, Е.С. Соболев,

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

Полученные новые данные по конодонтам, брахиоподам, аммоноидеям и остракодам разреза о. Столб свидетельствуют о преимущественно раннефаменском (зоны *triangularis*—низы *rhomboidea*) этапе осадконакопления. Впервые выявлено для арктического региона Сибири глобальное биотическое событие Upper Kellwasser, являющееся маркером границы франского и фаменского ярусов. Установлен морской бассейновый характер карбонатно-терригенных отложений разреза. Тонкообломочный материал поступал в осадки из различных источников. Поток доломитовых обломков связан с наиболее удаленным источником — областями эвапоритовой седиментации. Появление обломков известкового состава обусловлено деструкцией скелетного материала (источниками близкого сноса). Силикокластика, составляющая значительную часть объема осадков, связана с частичным перемывом и эоловой дифференциацией кислой пирокластики. Существование в разрезе горизонтов, обогащенных органическим веществом, а также слоев, хорошо промытых и сортированных обломочных осадков, позволяет достаточно высоко оценить общие перспективы нефтегазоносности верхнедевонских отложений.

Конодонты, брахиоподы, аммоноидеи, остракоды, верхний девон, седиментология, Арктика, дельта Лены.

NEW DATA ON THE UPPER DEVONIAN BIOSTRATIGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY OF STOLB ISLAND (*Lena River delta*)

A.Yu. Yazikov, N.G. Izokh, S.V. Saraev, **N.K. Bakharev**, T.V. Gonta, E.S. Sobolev

The obtained new data on conodonts, brachiopods, ammonoids, and ostracodes from the Stolb Island section indicate the predominantly Early Famennian (*triangularis*–lower *rhomboidea* Zones) age of sedimentation. The Upper Kellwasser global biotic event, which marks the Frasnian–Famennian boundary, has been distinguished for Arctic Siberia for the first time. It was found that carbonate-terrigenous sequences accumulated in basinal sedimentary environments. Fine-clastic material was supplied to the sediments from different sources. A flow of dolomite debris is associated with the most distant source — areas of evaporite sedimentation. The presence of calcareous fragments is due to destruction of skeletal material (close provenance areas). Siliciclastics, which make up a considerable part of the sediments, were produced by partial rewashing and eolian differentiation of felsic pyroclastics. The existence of organic-rich horizons and beds of well-washed and well-sorted clastic sequences suggests that the Upper Devonian sediments have a high general petroleum potential.

Conodonts, brachiopods, ammonoids, ostracodes, Upper Devonian, sedimentology, Arctic, Lena River delta

ВВЕДЕНИЕ

Остров Столб расположен в дельте р. Лена, в 2,2 км западнее мыса Крест-Тумса, на участке начала проток Оленекской, Бол. Трофимовской и Быковской (дельта р. Лена) (рис. 1).

В отечественной литературе присутствует, по крайней мере, три точки зрения на возраст отложений о. Столб. А.А. Межвилк [1958] в процессе геологической съемки м-ба 1:200 000 рассматривал разрез острова в качестве фациального аналога крестяхских конгломератов и включал его в состав атырдахской свиты среднего карбона. Чуть позже А.К. Крылова [1959], анализируя фауну, впервые собранную на острове Е.М. Люткевичем, пришла к выводу, что в качестве аналогов каменноугольных крестяхских конгломератов может рассматриваться лишь самая верхняя пачка разреза о. Столб, а нижележащие отложения отвечают стратиграфическому интервалу среднего франа—фамена. Существенная трансформация взглядов о возрасте отложений о. Столб произошла после публикации результатов работ В.В. Меннером и А.И. Сидяченко [1975]. Авторы расчленили разрез на 10 пачек, из которых нижние две были отнесены к франскому ярусу, а все вышележащие — к фаменскому. Эти выводы аргументировались новыми данными по брахиоподам, аммонитам и фораминиферам. В верхней части разреза впервые были обнаружены и конодонты, исключающие возможность присутствия в разрезе каменноугольных

отложений. Последняя точка зрения получила широкое признание и отражена в целой серии публикаций [Абрамов, Григорьева, 1986; Алексеева и др., 1996; Государственная..., 2001; и др.].

Необходимо отметить, что при определении возраста каждый автор вкладывал то понимание объемов хроностратиграфических подразделений, которое доминировало в каждый конкретный временной интервал исследований. А эволюция взглядов на объемы стратонавов девонской системы продолжалась еще долгие годы. Это отчасти объясняет большой разброс в возрастных интерпретациях конца 50-х и середины 70-х годов прошлого века. Но еще больший качественный скачок в понимании объемов не только отдельных ярусов, но и девонской системы в целом произошел за последние два десятилетия. За эти годы был разработан биозональный стандарт по конодонтам [Gradstein et al., 2012], к которому в Стандартной стратиграфической шкале были привязаны все границы ярусов и отделов девонской системы. Параллельно с этой работой произошла модернизация, и продолжают трансформироваться все региональные стратиграфические схемы расчленения девонских отложений и биозональные шкалы по отдельным группам фауны.

Современные палеогеографические реконструкции, геодинамические модели, интерпретации сейсмопрофилей, нефтепоисковые работы требуют постоянного совершенствования и детализации стратиграфической основы, приведения в соответствие с новыми стандартами всего ранее полученного фактического материала. Преследуя цель построения сводного разреза девонских отложений низовьев Лены на современной стратиграфической основе, авторы отдавали себе отчет, что без новых биостратиграфических данных по ведущим группам фауны (конодонтам, аммонитам, брахиоподам и остракодам) корректная переинтерпретация уже имеющихся материалов вряд ли возможна. Поэтому первоочередной задачей стало детальное био- и литостратиграфическое переизучение ряда разрезов, наиболее принципиальных для понимания девонского этапа седиментации участка дельты Лены. Разрез о. Столб вошел в этот список первым.

Следует отметить, что к разрезам пограничных отложений франского и фаменского ярусов биостратиграфы во всем мире испытывают повышенный интерес. Именно с этим интервалом связано одно из наиболее масштабных палеофаунистических вымираний в истории фанерозоя нашей планеты. Это событие, получившее название «Upper Kellwasser Event», рассматривается как аноксическое [Walliser, 1996] и фиксируется в десятках разрезов различных континентов обычно в виде черносланцевых уровней, непосредственно подстилающих фаменские отложения. В ходе полевых работ 2012 г. авторским коллективом сотрудников ИНГГ им. А.А. Трофимука СО РАН разрез о. Столб был детально переизучен с полевой маркировкой Я-124. Результаты этих работ изложены в последующих разделах.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

Разрез верхнедевонских отложений изучен по берегам северной, западной и юго-западной частей острова (рис. 2, 3). Наиболее низкие стратиграфические уровни выходят на северном конце острова, где и начинается разрез (начало разреза — Lat/Lon: 72°23'51.3348" N, 126°39'37.7136" E). В ходе его детального описания выделены следующие слои и слоевые пакеты (снизу вверх) (рис. 4, 5).

1. Микрослойчатые доларениты с примесью песчаной силикокластики (кварц, полевые шпаты) углеродсодержащие мелко-, тонкозернистые темно-серые, черные с кальцитовым цементом. Параллельная прерывисто-линзовидная микрослойчатость обусловлена микроскоплениями черного углеродистоглинистого материала. Отдельные стратифицированные участки разреза (до 5 см) содержат густую вкрапленность сульфидов. Наблюдается также неравномерная мелкопятнистая пропитка доларенитов вторичным битумом. Видимая мощность слоя — 1.4 м.

2. «Конгломератовидные известняки», представляющие собой седиментационно нарушенное (преобладает седиментационный будинаж) переслаивание пелитоморфных известняков и тонкозернистых известково-глинистых доларенитов. Слойки «чистых» известняков мощностью 2—4 см (около 30 % в переслаивании) при дезинтеграции преобразуются в овальные плоские «гальки», ориентированные согласно слоистости. В слабодезинтегрированных слойках наблюдаются их незначительно перемещенные сильно удлиненные плоские фрагменты. Глинистые известковые доларениты преобразуются в матрикс. Степень седиментационной нарушенности изменяется по разрезу слоя. Местами встречаются ненарушенные участки переслаивания. При прослеживании слоя в восточном направлении установлено резкое замещение его оползневыми интракластовыми брекчиями пудингового облика с различной ориентировкой обломков. В этом же направлении увеличивается и мощность слоя. В кровле слоя обнаружены единичные брахиоподы (ринхонеллиды) и многочисленные остракоды. Мощность слоя в наименее нарушенной части — 2.8 м.

3. Долокалькарениты тонко-, мелкозернистые с примесью (40—45 %) песчаной силикокластики (кварц, полевые шпаты) светло-серые тонко-, микрослойчатые со слойками (менее 1 мм) черных, темно-серых углеродистоглинистых пород. В основании слоя установлены признаки локального размыва. В

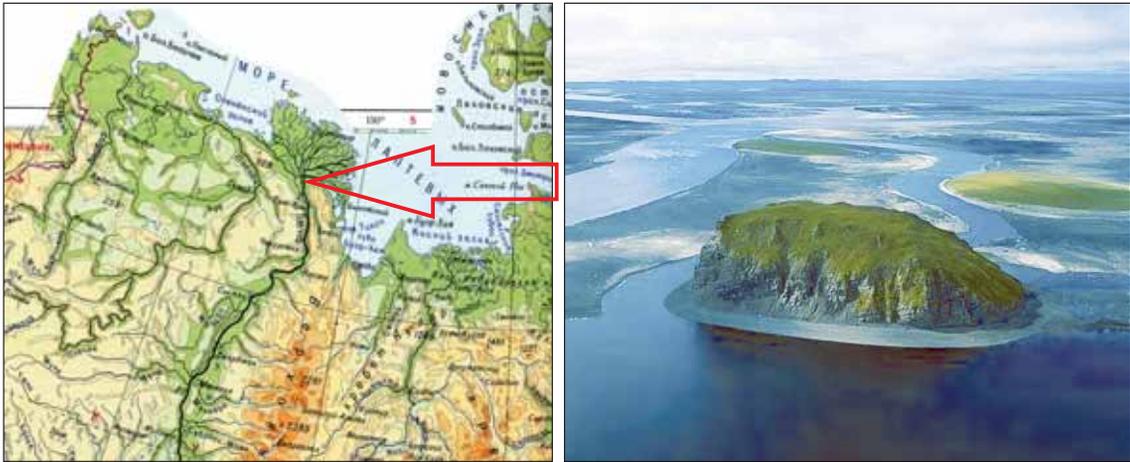


Рис. 1. Географическое положение изученного разреза на о. Столб, дельта р. Лена.

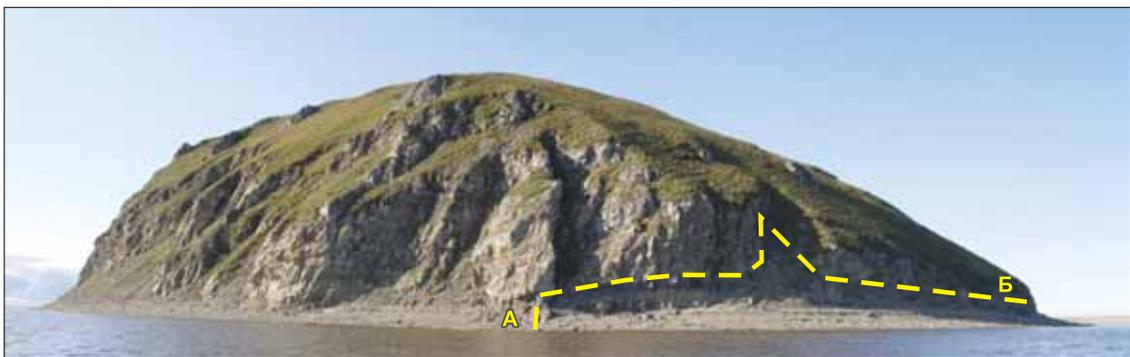


Рис. 2. Ход описания (линия А—Б) нижней части разреза Я-124 о. Столб. Вид с СВ.

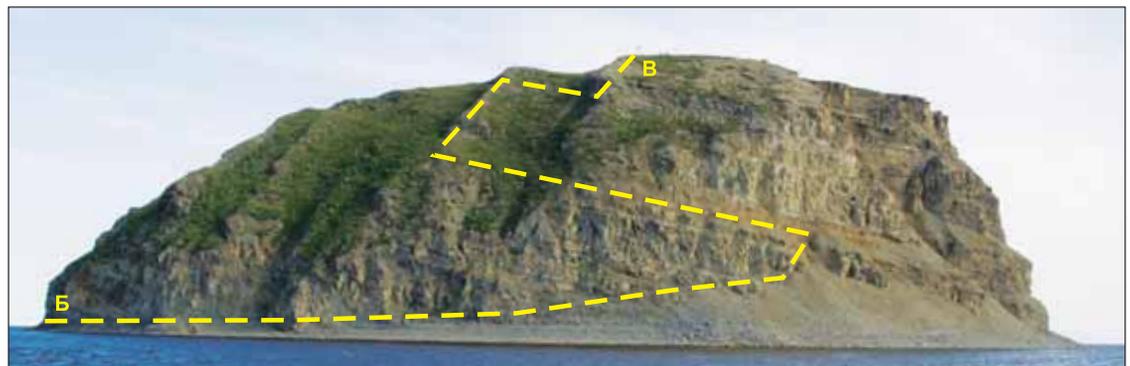


Рис. 3. Ход описания (линия Б—В) верхней части разреза Я-124 о. Столб. Вид с ЮЗЗ.

нижней части наблюдаются единичные линзовидные прослои грубозернистых биокалькаренитов и пятнисто-послойная пропитка пород вторичным битумом. В линзах биокалькаренитов обнаружены многочисленные створки (до ракушняковых прослоев) брахиопод, остракоды. Мощность — 3.10 м (по простиранию уменьшается до 2.40 м).

Разрез наращивается при смещении на запад по простиранию слоя № 3 на 80 м вдоль берега. Граница слоев № 3 и № 4, точка наблюдения Т-076 (Lat/Lon: 72°23'51.4608" N, 126°39'28.4652" E).

4. «Конгломератовидные известняки» массивного облика с преобладающим (60—70 %) песчано-алевроглинисто-доломитовым коричневато-серым с зеленоватым оттенком матриксом и с фрагмента-

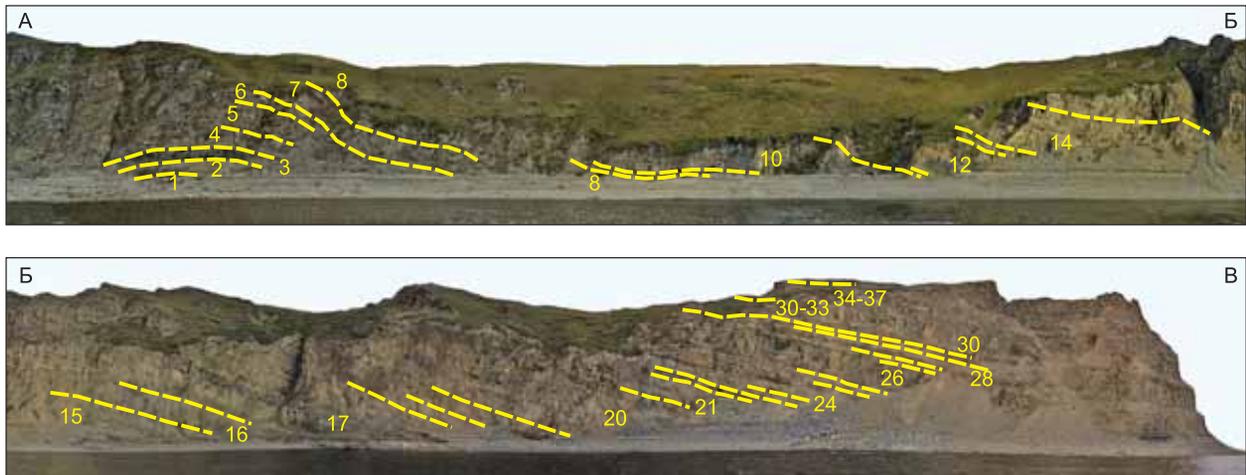


Рис. 4. Боковая фотопанорама разреза Я-124 с дешифровкой слоев.

ми слоев пелитоморфных темно-серых известняков с примесью (около 20 %) алевропесчаной силикокластики. Фрагменты слоев имеют облик пластин со сглаженными углами толщиной 2—4 см и длиной от 5—10 см до 1 м. Обнаружены частые брахиоподы. Мощность — 4.5 м.

Разрез наращивается при смещении по простиранию слоя № 4 на 115 м вдоль берега на ЮЗЗ. Граница слоев № 4 и № 5, точка наблюдения Т-077 (Lat/Lon: 72°23'50.4888" N, 126°39'16.7220" E).

5. Пакет переслаивания (2—10 см) сизых на поверхности выветривания тонкозернистых сильнопесчаных известковых доларенитов (30—40 %) и преобладающих белесо-желтых микроградационно-слоистых глинисто-доломитовых кальцилитов. В верхней половине появляются единичные пакеты (около 0.3 м) микрослойчатых тонколистоватых пород, обогащенных углеродисто-глинистым веществом. Мощность — 8.8 м.

6. Глинисто-карбонатно-алевритовые породы тонкослойчатые, тонколистоватые в свежем виде темно-серые с тремя прослоями (0.15—0.35 м) коричневатых массивных тонко-, мелкозернистых хорошо сортированных песчаников с примесью известковых обломков песчаной размерности. Мощность — 3.1 м.

7. Песчаники кварц-полевошпатовые с примесью (40—50 %) песчаных обломков известкового, реже доломитового состава и незначительного количества глинистого вещества темно-серые, серые тонкозернистые массивные толстоплитчатые. В верхней половине они постепенно переходят в «конгломератовидные известняки» — в них появляются фрагменты слоев сизых пелитоморфных известняков и тонкозернистых калькаренитов с незначительной примесью тонкозернистой силикокластики. Вблизи кровли устанавливается прослой изменчивой мощности (от 0.5 до 1.5 м) интракластовых конгломератобрекчий с полуокатанными и неокатанными обломками известковистых песчаников, известняков, сгруженных в нижней части прослоя и различающихся главным образом текстурным рисунком. В обломках известняков встречаются криноидеи и кораллы (сирингопоры). В верхней части слоя обнаружены частые остракоды и редкие брахиоподы. Мощность — 4.7 м.

8. Доларениты тонкозернистые глинистые, известковые, сильнопесчаные, микрослойчатые, с изменчивым содержанием сизых на поверхности выветривания, темно-серых в сколе будин — фрагментов слоев пелитоморфных слабоалевритистых известняков. Встречаются также и ненарушенные прослои известняков. В нижней части установлен невыдержанный прослой (0.4—1.0 м) темно-серых плитчатых карбонатсодержащих алевроаргиллитов. В верхней части слоя обнаружены обильные целые раковины и крупные фрагменты наутилоидей. Мощность — 7.0 м.

9. В основании пачки на неровной эрозионной поверхности залегает изменчивый по мощности (первые см — 0.4 м) прослой крупнозернистых биокалькаренитов с вкрапленностью пирита и рассеянными округлыми и лепешковидными интракластовыми гальками (3—10 см) карбонатсодержащих алевропесчаников. В прослое встречены крупные (до 25 см) фрагменты наутилоидей, детрит криноидей, фрагменты кораллов, частые брахиоподы и фрагменты панцирей рыб (?). Выше преобладают желтовато-серые на поверхности выветривания, серые в свежем сколе тонко-, мелкозернистые песчаники — калькодоларениты хорошо сортированные с волнисто-прерывистой микрослойчатостью и вкрапленностью тонкого пирита. В породе равномерно распределены прерывистые микрозонки (в виде «чешуек»), в которых в межзерновом пространстве концентрируется углеродистое вещество. Вблизи кровли установ-

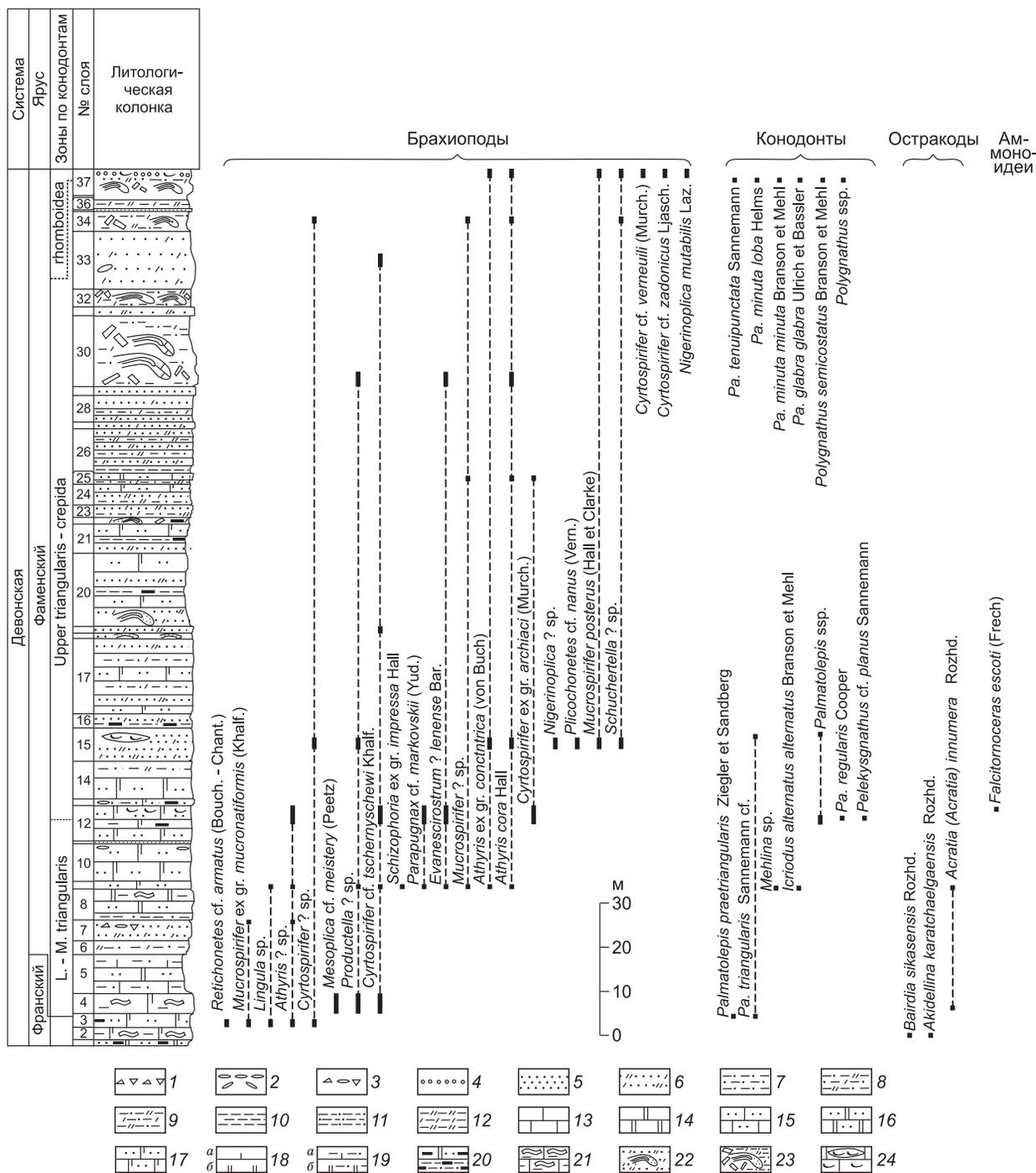


Рис. 5. Литологическая колонка разреза о. Столб и распространение фауны.

1 — прослой брекчий, 2 — прослой конгломератов и рассеянные гальки, 3 — прослой конгломератобрекчий, 4 — прослой гравели- тов, 5 — песчаники, 6 — песчаники с примесью обломков известкового и доломитового состава, 7 — алевролиты, 8 — алевролиты с примесью доломитовых и известковых обломков алевролитов различной размерности, 9 — глинисто-доломит (известково-)алевролитовые породы, 10 — аргиллиты, 11 — алевроаргиллиты, 12 — известковистые, доломитистые аргиллиты, мергели, 13 — известняки, 14 — доломиты, 15 — калькарениты песчаные, 16 — доларениты песчаные, 17 — долокалькарениты песчаные, 18 — кальцисил- титы (а), долосилтиты (б), 19 — кальцисилтиты (а), долосилтиты (б) глинистые, глинисто-алевролитовые, 20 — углеродсодержащие породы, 21 — «конгломератовидные известняки», 22 — оползневые горизонты, 23 — оползневые брекчии, 24 — линзы ракуш- няков и скопления раковин.

лен прослой (около 5 см) органогенно-обломочного известняка с многочисленными брахиоподами и редкими наутилоидеями. Мощность слоя, зависящая от эрозионного рельефа в его подошве, варьирует от 1.4 до 1.7 м.

10. Кальк-доларениты (-силтиты) сильнопесчаные (силикокластики до 50 %), серые, зеленовато-серые со сравнительно редкими линзами слабopесчаных известняков. Наряду с преобладающей тонкой параллельной слойчатостью, отчетливо проявлена градационная, мелкая косая, линзовидно-косая, прерывисто-линзовидная слойчатость. В верхней половине слоя встречен прослой (10 см) разнoзернистого биокалькарениита с обломками брахиопод, строматопороидей (?), с неравномерно распределенными внутрiformационными полуокатанными гальками карбонатно-алевритовых пород, с ходами илоедов в цементирующем матриксе и с микроразмывной нижней границей. Мощность — 8.5 м.

11. Тонко-, мелкозернистые песчаники — кальк-доларениты (содержание обломков карбонатных пород и силикокластики одинаковое) с обилием тонкокристаллического пирита с прерывисто-волнистой микрослойчатостью, с «чешуйчатыми» по форме скоплениями межзернового глинисто-углеродистого вещества. При окислении пирита породы приобретают розовато-коричневый оттенок. В верхней части установлен прослой светло-серого тонкообломочного доломита с микрослойками серо-зеленого глинистого материала и крупными (диаметр около 2 см) горизонтальными ходами питания илоедов. Мощность — 0.6 м.

12. Тонко-, мелкозернистые кальк-доларениты сильнопесчаные темно-серые, серые хорошо сортированные, с ярко проявленной прерывисто-волнистой микрослойчатостью, обусловленной обогащенностью извилистых в сечении микрозон (доли миллиметра) углеродисто-глинистым материалом. Глинистые микрослойки группируются в пакеты мощностью 1.5—2.5 см. В средней и верхней частях слоя обнаруживаются линзовидные ракушняковые скопления брахиопод. У кровли слоя часто встречаются остракоды и амmonoидеи. Мощность — 8.0 м.

13. Тонкозернистые кальк-доларениты с обильной примесью (40—50 %) силикокластики (кварц, полевые шпаты) зеленовато-серые, темно-серые у основания слоя — массивные, неслойчатые с мелкими рассеянными уплощенными гальками алевритоглинистых доломитов, углеродисто-глинистых пелитоморфных доломитов, черных пелитоморфных фосфатных пород. Выше появляются прерывисто-волнистые микрослойки и «чешуйки» глинистого, углеродисто-глинистого материала. К поверхностям напластования приурочены многочисленные ходы илоедов. В самой верхней части встречаются редкие слойки (до 0.5 см) серо-зеленых аргиллитов. Мощность — 1.5 м.

14. Тонкозернистые долькалькарениты с примесью (30—45 %) силикокластики (кварц, полевые шпаты), алевриты с примесью обломков алевритовой размерности доломитов (преобладают) и известняков белесо-желтые на поверхности выветривания, серые в свежем сколе с преобладанием в нижней части параллельной тонкой слойчатости и появлением выдержанных слойков зеленовато-серого глинистого материала. Выше развивается микролинзовидная, прерывисто-волнистая микрослойчатость. Мощность — 8.5 м.

15. Мелкозернистые песчаники кварц-полевошпатовые с примесью обломков песчаной размерности известкового и доломитового состава желтовато-серые на поверхности выветривания, в свежем сколе темно-серые, зеленовато-серые массивные, неслойчатые с рассеянными окатанными гравийными обломками черных аргиллитов. В верхней половине — три линзовидно-прерывистых прослоя биокалькарениитов с мелкими брахиоподами и фрагментами рыб (?), местами слагающие ракушняковые скопления. Обнаружен один аммонит плохой сохранности. Мощность — 7.5 м.

16. Пачка, сложенная чередующимися прослоями (0.3—1.0 м) вышеописанных песчаников, прослоев (1—2 см) темно-серых глинистых пород и пакетов, обладающих линзовидно-прерывистой, волнистой микрослойчатостью. В средней части пачки — прослой изменчивой мощности аргиллитовых интракластовых конгломератов. Здесь же встречаются уровни, обогащенные черными очень тонкими обломками углеродистых пород, напоминающих чешую рыб. К поверхностям напластования приурочены тонкие пленки вторичного черного битума, изредка встречается пятнистая пропитка песчаников битумом. Мощность — 3.2 м.

17. Ритмично переслаивающиеся тонкозернистые кальк-доларениты — песчаники (слойки 3—4 см) и зелено-серые известково-алевроглинистые породы (слойки 0.5—1.0 см). В средней части пакета переслаивания на плоскостях напластования появляется мелкая интерференционная рябь волнения. Песчаники несут локальную пятнистую пропитку вторичными битумами. Карбонатность пород нарастает снизу вверх по разрезу пакета. Мощность — 17.0 м.

18. Подводно-оползневая брекчия с крупными седиментационными лежащими складками. Оползанию и брекчированию подвергались породы, близкие слою № 17. В матриксе брекчий встречены остракоды, детрит брахиопод и криноидей. Азимут направления оползания 210°. Мощность — 1.2 м.

19. Песчаники кварц-полевошпатовые с примесью (40—50 %) обломков доломитов и известняков, темно-серые тонкозернистые хорошо сортированные с редкими хаотично расположенными деформиро-

ванными фрагментами слоек, близких по составу к вмещающим отложениям. Встречаются обломки колоний табулят (строматопороидеи?), редкие брахиоподы. Мощность — 1.5 м.

20. Кальк-доларениты — кварц-полевошпатовые песчаники тонкозернистые серые, темно-серые с прерывисто-волнистой, линзовидной, параллельной микрослойчатостью. Прерывистые микрослойки глинистого состава обогащены углеродистым веществом. Появляются прерывистые микрозоны («чешуйки»), в которых наблюдается обогащение межзернового пространства углеродистым веществом. В нижней части слоя (около 3 м от подошвы) установлены признаки оползания, свойственные подстилающим слоям, здесь же встречаются фрагменты слоев близкого вмещающим отложениям состава лепешковидной, караваеобразной формы длиной до 0.5 м. Мощность — 16.5 м.

21. Песчаники — кальк-доларениты темно-серые мелко-, тонкозернистые с прерывисто-волнистой, параллельной микрослойчатостью. Глинистые микрослойки обогащены углеродистым веществом. Снизу вверх возрастает карбонатность и уменьшается количество глинистых микрослоев. Мощность — 6.6 м.

22. Оползневая брекчия с плоскими удлинёнными фрагментами слоек известковых тонкообломочных пород с уплощенными линзами (1.5 × 0.05—0.15 м) интракластовых гравелитов (окатанные обломки черных углеродистых песчаников, желвачков пирита и фосфатных(?) пород, пиритизированные фрагменты фауны). Преобладающий по объему матрикс представлен обохренной (выветривается тонкокристаллический пирит) карбонатно-углеродисто-глинистой тонколистовой породой. У основания слоя — линзы (20 × 5 см), сложенные антраксолитом, кристаллическим кальцитом и частично окисленным пиритом. Мощность — 1.50 м.

Слой № 22 выделяется среди окружающих своей темно-серой окраской и служит маркером для переброски вниз по склону.

23. Переслаивающиеся тонкозернистые кальк-доларениты — кварц-полевошпатовые песчаники (прослой до 0.5 м) серые массивные и зеленовато-серые карбонатно-алевритоглинистые породы (прослой 3—15 см мощностью). Мощность — 2.8 м.

24. Тонкое чередование мелкозернистых кальк-доларенитов — кварц-полевошпатовых песчаников (2—3 см) и пакетов (2—3 мм) микрослойчатых доломит-алевритоглинистых пород. Это переслаивание усложняется появлением более однородных прослоев (15—20 см) мелкозернистых кальк-доларенитов — песчаников. Мощность — 4.7 м.

25. Переслаивание массивных серых мелко-, тонкозернистых хорошо сортированных и промытых кальк-доларенитов с примесью (45—50 %) силикокластики (0.1—1 м) и тонкослойчатых пакетов (1—7 см) карбонатно-алевритоглинистых пород. В прослоях песчаников встречаются гравийные присыпки черных полуокатанных обломков аргиллитов и фосфатных(?) пород, здесь же обнаружены частые брахиоподы. Мощность — 2.5 м.

26. Толстослоистое, местами средне-, тонкослоистое переслаивание тонкозернистых алевропесчаников с примесью (40—50 %) обломков доломита и известняков (2—15 см) и доломит-глинистых алевролитов (0.5—5 см). В нижней части распространены микрослойчатые пакеты (до 10 см) существенно глинистого состава с прерывисто-волнистой микрослойчатостью. Снизу вверх мощность слоек в целом увеличивается, в этом же направлении окраска пород постепенно становится темно-серой в связи с повышением содержания пигментного органического вещества. Появление светлых тонов в окраске связано, по-видимому, с процессами современного выветривания (в первую очередь пород с тонкой вкрапленностью пирита). Вблизи подошвы встречен пакет около 2 м переслаивающихся зеленовато-серых доломито-глинистых алевролитов и оскольчатых аргиллитов. Для него характерна параллельная, мелкая пологокосая, линзовидная и градиционная слоистость. Мощность — 10.0 м.

27. Тонкозернистые песчаники кварц-полевошпатовые с примесью обломков известкового состава и ромбэдров железистого доломита желтовато-серые массивные, неслойчатые. Мощность — 1.5 м.

28. Толсто-, среднеслоистое переслаивание серых, темно-серых массивных кварц-полевошпатовых песчаников (прослой до 2.5 м) с примесью (10—20 %) обломков известняков и глинисто-известковых алевролитов (прослой — первые сантиметры). Мощность — 6.0 м.

29. Тонко-, среднезернистые плохо сортированные песчаники кварц-полевошпатовые с незначительной примесью (менее 20 %) известковых обломков, сильно выветрелые, обохренные вследствие окисления тонкой вкрапленности пирита. На поверхности выветривания и часто в свежем сколе породы окрашены в розовато-рыжий цвет. Наблюдается крупная (дециметровая) косая слоистость. Мощность — 2.0 м.

Описание более высоких стратиграфических уровней разреза вдоль западного, юго-западного берегов острова крайне затруднительно, поскольку обнажение на этом участке продолжается в отвесной скальной стенке. Дальнейшее наращивание разреза производилось после трассирования кровли слоя № 29 на север к привершинной части острова. Кровля слоя № 29 в этой продолжающейся части разреза, точка наблюдения Т-192 (Lat/Lon: 72°23'42.6804" N, 126°39'23.3604" E).

30. Подводно-оползневые брекчии. В самой нижней части слоя, доступного наблюдению, отмечаются крупные олистолиты (толщина 0.3 м, длина 1—3 м) с сильно деформированными краями. Возможно существование и более крупных фрагментов, но установление их затруднительно из-за неполной обнаженности. Обломки представлены сизыми на поверхности выветривания, серыми в свежем сколе пелитоморфными известняками с редкими включениями оскольчатых зерен полевых шпатов и кварца алевропесчаной размерности. В матриксе брекчии по сравнению с обломками появляется примесь глинисто-алевритового материала и зеленоватый оттенок в окраске. В калькаренитах вблизи основания слоя обнаружены частые брахиоподы. Мощность — 16.0 м.

31. Тонкозернистые песчаники кварц-полевошпатовые с примесью тонкообломочного доломита хорошо сортированные табачно-серые массивные толстослойстые (прослой 0.3—1.0 м). Мощность варьирует от 1.7 до 2.0 м.

32. Карбонатно-глинистые алевролиты зеленовато-серые тонкослойчатые, местами градационно-слойчатые с лежачими мелкими складками оползания (азимут направления оползания — 250°) со сравнительно редкими олистолитами (толщина до 0.7 м) тонкозернистых алевропесчаников с примесью (30—40 %) обломков доломитов и известняков. Мощность — 4.0 м.

33. Среднезернистые светло-серые песчаники полевошпат-кварцевые с примесью (около 25 %) хорошо окатанных, но более мелких известковых обломков с кальцитовым цементом неслойчатые, неясно-слойчатые, местами с признаками крупной косо́й сло́йчатости. Изредка наблюдаются караваеобразные обломки карбонатных пород. В средней части слоя обнаружены многочисленные брахиоподы. Мощность — 13.0 м.

34. Подводно-оползневая брекчия с крупными лежачими складками оползания (азимут направления оползания — 180°), с олистолитами светло-серых тонкозернистых кальк-доларенитов — песчаников в зеленовато-сером тонкослойчатом матриксе глинисто-карбонатно-алевритового состава. В матриксе обнаружены многочисленные брахиоподы. Мощность — 4.5 м.

35. Массивные, неслойчатые тонкозернистые песчаники светло-серые кварц-полевошпатовые с примесью (40—50 %) обломков тонкопесчаной размерности известняков и доломитов с вкрапленностью пирита. Не исключено, что песчаные «слои» № 35 и 31 являются крупными олистолитами. Мощность — 0.4—0.6 м.

36. Переслаивание (слойки от 1 до 15 см) светло-серых алевритистых долокальцисилтитов и зеленовато-серых мергелей. Слоичатость тонкая параллельная, волнистая. Видимая мощность — 2.0 м.

Через задержанный интервал около 1 м по мощности далее следует:

37. В нижней части слоя — подводно-оползневая брекчия, аналогичная по составу брекчии слоя № 34, выше преобладают тонкопараллельно-слойчатые, градационно-слойчатые тонкообломочные породы: песчано-алевритокarbonатные, карбонатно-глинисто-алевритовые светло-серые, серые с зеленовато-серыми слоями мергелей. В четырех метрах от подошвы слоя — прослой (20 см) интракластовых гравелитов плохо сортированных с обломками пелитоморфных глинистых битумсодержащих доломитов с многочисленными раковинами и крупными обломками брахиопод, криноидей. Вблизи кровли слоя также обнаружено несколько гнездовидно-линзовидных уровней повышенной концентрации раковин брахиопод. Видимая мощность — 6.0 м.

Разрез заканчивается непосредственно под конструкцией триангуляционного знака, на самой высокой точке острова.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

В ходе полевых работ и при камеральной обработке отобранных образцов и проб было обнаружено около 20 интервалов, охарактеризованных фаунистически. Ниже приводится анализ выявленных ассоциаций брахиопод, конодонтов, остракод и аммоноидей. Данные по остракодам, практически всем находкам конодонтов и ряду уровней с брахиоподами приводятся впервые. Брахиоподы определены А.Ю. Языковым, конодонты — Н.Г. Изох, остракоды — Н.К. Бахаревым и аммоноидеи — Е.С. Соболевым.

Брахиоподы в разрезе о. Столб обнаружены на 12 стратиграфических уровнях и характеризуют интервал разреза со слоя № 3 до слоя № 37 включительно (см. рис. 5). Несмотря на большое таксономическое разнообразие анализируемой ассоциации, многие таксоны присутствуют в единичных экземплярах и их точная видовая идентификация крайне затруднительна. Находки брахиопод, как правило, приурочены к ракушняковым прослоям, линзам и гнездовидным скоплениям преимущественно аллохтонного генезиса. За исключением нескольких целых раковин *Evanescirostrum ? lenense* Baranov все остальные таксоны представлены отдельными створками и их фрагментами. Очень много раковин с эродированной скульптурой, деформированных, с элементами выщелачивания и разрушения элементов внутреннего строения. Именно вследствие этих объективных причин большая часть таксонов определена в открытой номенклатуре.

Первые (стратиграфически нижние) находки брахиопод приурочены к базальным уровням слоя № 3, где среди прочих таксонов обнаружены *Retichonetes* cf. *armatus* (Bouch. — Chant.) и *Mucrospirifer* ex gr. *mucronatiformis* (Khalf.). И если временной диапазон существования первого вида достаточно широк (он встречается субпланетарно на различных стратиграфических уровнях франа и фамена), то интервал распространения *Mucrospirifer mucronatiformis* (Khalf.) всегда рассматривался в пределах верхнего франа. Створки *M. ex. gr. mucronatiformis* (Khalf.) присутствуют в нижней части слоя № 3 в массовом количестве, слагая на 95 % ракушняковые прослойки и линзы. Единичные экземпляры этого вида были встречены и в кровле слоя № 7. Именно этот интервал разреза по присутствию *M. mucronatiformis* (Khalf.) предыдущими исследователями [Меннер, Сидяченко, 1975] рассматривался как франский. Однако в слое № 4 нами были обнаружены *Mesoplica* cf. *meistery* (Peetz) и *Cyrtospirifer* cf. *tschernyschewi* Khalf. Представители рода *Mesoplica* Reed в отложениях древнее фаменского яруса неизвестны, а *C. tschernyschewi* Khalf. является либо характерным, либо видом-индексом одноименной зоны нижнего фамена в целом ряде регионов [Сидяченко, 1962; Алексеева и др., 1996; Ключевые..., 2004; Брахиоподы..., 2006; и др.]. Таким образом, по брахиоподам следует считать, что уже с основания слоя № 4 наступает фаменская фаза осадконакопления. Присутствие единичных представителей *M. mucronatiformis* (Khalf.) в отложениях нижнего фамена несколько расширяет понимание диапазона существования этого вида, хотя совместное нахождение *M. mucronatiformis* (Khalf.) и *C. tschernyschewi* Khalf. ранее однократно уже фиксировалось [Ржонсницкая, 1968]. Из окрестностей с. Соломина Л.Л. Халфин совместно с *Lamelispirifer* (= *Mucrospirifer*) *mucronatiformis* описал еще два близкородственных вида: *L. trapezoidalis* и *L. rectangularis* [Халфин, 1950], валидность которых вызывает определенные сомнения, поэтому в этой работе для вида *M. mucronatiformis* (Khalf.) использована аббревиатура «из группы».

Ассоциация брахиопод вышележащих слоев разреза в целом сохраняет свой нижнефранский облик. Особо следует отметить присутствие вида *Parapugnax* cf. *marcovskii* (Yud.) в слоях № 9 и № 12. Этот вид является зональным для барминских слоев Южного Урала, где временной диапазон его существования детально обоснован по конодонтам в пределах Lower—Middle triangularis [Артюшкова и др., 2011]. Выше по разрезу — в средней части слоя № 15, фиксируется появление *Cyrtospirifer* cf. *zadonicus* Ljasch. и *Mucrospirifer posterus* (Hall et Clarke). Присутствие этих «более молодых» таксонов указывает, что, по-видимому, интервал слоев № 15—37 уже отвечает аналогам задонского горизонта Восточно-Европейской платформы, который сопоставляется по конодонтам с интервалом Upper triangularis—rhomboidea [Зональная..., 2006]. В нашей коллекции *Cyrtospirifer* cf. *zadonicus* Ljasch. присутствует лишь в верхней части разреза, однако, учитывая данные А.И. Сидяченко [Меннер, Сидяченко, 1975], начало распространения этого вида соответствует как раз слою № 15.

Таким образом, по брахиоподам возраст отложений о. Столб (слои № 4—37) обоснованно можно интерпретировать как раннефаменский, отвечающий в конодонтовом зональном стандарте интервалу зон triangularis—низы rhomboidea и лишь самая нижняя часть разреза (слои № 1—3) условно может рассматриваться как позднефранская.

Конодонты. Первые сведения о конодонтах на о. Столб были приведены В.В. Меннером и А.И. Сидяченко [1975]. В верхней пачке разреза из них найдены «конодонты, в том числе напоминающие фаменские *Polygnathus obliquicostatus*». После растворения в 5 %-м растворе уксусной кислоты 60 проб из разреза о. Столб конодонты получены только в 15 пробах. В основном они представлены единичными экземплярами хорошей и удовлетворительной сохранности. Наибольшее их таксономическое разнообразие установлено в нижней и верхней частях разреза (см. рис. 5). Среди них определены космополитные таксоны родов *Palmatolepis*, *Polygnathus*, *Pelekysgnathus*, *Icriodus* и *Mehlina*. В нижней части разреза (кровля слоя № 3) установлены *Palmatolepis triangularis* Sannemann, *Pa. praetriangularis* Ziegler, Sandberg, *Palmatolepis* ssp. По находке *Pa. triangularis*, вида-индекса нижней границы фаменского яруса, эту границу следует провести вблизи кровли слоя № 3. В слое № 9 найдены *Icriodus alternathus* Branson, Mehl и *Mehlina* sp., которые имеют широкие интервалы распространения от верхнего франа по нижний фамен. Выше по разрезу (слой № 12, обр. 12/7.2 м) встречены *Pa. regularis* Cooper и *Pelekysgnathus* cf. *planus* Sannemann. Интервал распространения *Pa. regularis* отвечает зонам от Upper triangularis по Lower rhomboidea нижнего фамена. Вид *Pelekysgnathus* cf. *planus* Sannemann распространен от верхнего франа по нижний фамен.

Богатый комплекс конодонтов установлен в верхней части разреза, слой № 37 (обр. 37/4.3 м и 37/4.5 м). Он представлен таксонами *Palmatolepis tenuipunctata* Sannemann, *Pa. glabra glabra* Ulrich, Bassler, *Pa. minuta loba* Helms, *Pa. minuta minuta* Helms, *Polygnathus semicostatus* Branson, Mehl. Вид *Palmatolepis tenuipunctata* не проходит выше зоны rhomboidea. *Pa. minuta loba* не выходит за пределы зоны Lower rhomboidea. Подвид *Pa. glabra glabra* появляется с основания зоны rhomboidea и проходит в нижнюю часть вышележащей зоны marginifera. Совместное нахождение перечисленных таксонов характеризует пограничный интервал зон crepida и rhomboidea. Проведенный анализ изученных таксонов ко-

нодонтов позволяет сделать вывод, что в разрезе о. Столб они характеризуют нижнефаменский интервал в пределах зон *triangularis*—*низы rhomboidea*.

В арктических районах России изученная ассоциация раннефаменских конодонтов прослежена на Полярном Урале [Халымбаджа, 1981; Аристов, Руженцев, 2000], домбинской свите Таймыра [Атлас..., 2003; Елкин и др., 2006], вулканской толще Селенянского хребта [Тарабукин и др., 1997].

Остракоды. При растворении проб на микрофауну вместе с конодонтами были найдены и остракоды. Остракоды хорошей и удовлетворительной сохранности выявлены в нижней части разреза (см. рис. 5). В слое № 2 определены виды *Bairdia sikasensis* Rozhd. и *Akidellina karatchaelgaensis* Rozhd., которые широко распространены в верхней части евлановско-ливенских отложений франа и нижнефаменских отложениях западного склона Южного Урала и платформенной области Башкирии [Рождественская, 1972]. Выше по разрезу, в слоях № 4 и № 9, встречен таксон *Acratia (Acratia) innumera* Rozhd., который характерен только для раннефаменского времени западного склона Южного Урала, Предуральяского прогиба и платформенной части Башкирии [Рождественская, 1972].

Аммоноидеи. В разрезе о. Столб аммоноидеи установлены только в кровле слоя № 12. Здесь, в гнездовидных и линзовидных ракушняковых скоплениях брахиопод, распространенных в серых песчаных алевролитах, встречены довольно многочисленные *Falcitornoceras escoti* (Frech). Это единственный стратиграфический интервал разреза, охарактеризованный аммоноидеями.

Аммоноидеи с этого уровня изучались предыдущими исследователями. Первоначально А.К. Наливкина [Крылова, 1959] определила их как *Tornoceras cf. simplex* (Buch), а вмещающие их отложения отнесла к среднефранскому подъярису верхнего девона. Позже аммоноидеи из того же местонахождения изучил Б.И. Богословский [Меннер, Сидяченко, 1975], который определил их как *Lobotornoceras escoti* (Frech). Отложения, содержащие эти аммоноидеи, он сопоставил с фаменским ярусом верхнего девона.

В 1993 г. Р.Т. Беккер [Becker, 1993] ревизовал аммоноидную фауну нижней части фамена (нехдения-Nehdenian, do II) Европы и Северной Африки. В результате проведенной ревизии вид *Lobotornoceras escoti* (Frech) был включен им в состав рода *Falsitornoceras* House et Price, 1985.

Вид *Falcitornoceras escoti* (Frech) впервые был описан из фаменского яруса Черной горы на юге Франции [Frech, 1902]. В настоящее время эти отложения, вероятно, отвечают стандартным генозонам *Clumenia* и *Ornatoclymenia* верхней части фамена (дасбергия-Dasbergian, do V) современной зональной схемы девона, основанной на аммоноидной последовательности [Becker, House, 2000]. Кроме юга Франции находки этого вида известны из одновозрастных отложений Карнийских Альп [Gortani, 1907], генозон *Pernoceras-Pachyclumenia* средней части фамена (хембергия-Hembergian, do IV) Юго-Западного Алжира [Petter, 1959] и низов хейлоцерасовых слоев (зона *Cheiloceras curvispina*) нижней части фамена (нехдения-Nehdenian, do II) Южного Урала [Богословский, 1971].

Таким образом, вид *Falcitornoceras escoti* (Frech), встреченный в кровле слоя № 12, характерен для почти всей нижней части фаменского яруса.

СЕДИМЕНТОЛОГИЯ

Девонские отложения о. Столб имеют достаточно выдержанный состав и строение по всему разрезу. Как видно из послыстного описания разреза, среди отложений преобладают смешанные породы. Ведущая роль в составе палеосадков принадлежала удивительно выдержанному по размерности обломочному материалу тонкопесчаной (0.05—0.10 мм) и крупноалевритовой (0.025—0.050 мм) размерности. В значительно меньших количествах в осадках присутствовала примесь глинистого и углеродистого вещества. Еще более редкими являются маломощные прослои интракластовых гравелитобрекчий.

Тонкообломочный материал представлен тремя резко различающимися по седиментологическим характеристикам компонентами: обломками доломита, известковыми обломками и силикокластикой. Эти компоненты подвержены полному смешению в осадке с образованием в конечном итоге таких литотипов, как сильно песчаные калькарениты, доларениты, кальк-доларениты, кварц-полевошпатовые песчаники со значительной (до 50 %) примесью обломков карбонатного состава, кальк-долосилтиты с глинисто-алевритовой примесью, карбонатсодержащие аргиллиты.

Обломки доломита представлены хорошо окатанными (несмотря на тонкозернистость) зернами, первоначально обладающими микроструктурным, пелитоморфным строением. Позднее, в литогенезе часть окатанных его обломков за счет перекристаллизации преобразовалась в монокристаллические зерна, при этом регенерация их достаточно редка. Следует также отметить, что в породах полностью отсутствует доломитовый цемент и не наблюдаются процессы доломитизации обломков известкового состава, более того, в незначительных масштабах отмечается дедоломитизация.

Зерна микроструктурного доломита резко отличаются от других обломков в составе осадков. Они носят ярко выраженный аллотигенный характер и, судя по идеальной окатанности, испытали дальний перенос.

Обломки известкового состава по нескольким параметрам отличаются от доломитовых обломков. При близких размерах это неокатанные, полуокатанные и только редко окатанные зерна, практически всегда представленные монокристаллическими образованиями. Известковые обломки всегда имеют регенерационные оторочки, неравномерное разрастание которых способствует возникновению порового, микросгусткового кальцитового цемента. Представляется, что главным источником известковых обломков являются известковые скелеты фауны. В отдельных наиболее крупных известковых зернах устанавливаются фрагменты криноидей, брахиопод и другой фауны. Судя по слабой окатанности, этот обломочный материал испытал лишь незначительную транспортировку.

Силикокластика резко отличается от карбонатных обломков своей оскольчатостью, угловатостью. Только в самой верхней части разреза появляются первые, едва заметные признаки окатанности зерен. Это может свидетельствовать, во-первых, о том, что обломки этого типа не испытали сколько-нибудь значительного переноса, а, во-вторых, заставляет предполагать существование довольно специфических способов седиментационной транспортировки и источников материала.

Состав силикокластики достаточно однороден для всего разреза. Главная часть обломков представлена полевыми шпатами и кварцем с повсеместным некоторым преобладанием первых. В составе полевых шпатов в близких количествах находятся калишпаты (ортоклаз, реже микроклин) и кислые плагиоклазы. Преобладают обломки свежих полевых шпатов, хотя в отдельных участках разреза в зависимости от локального действия экзогенных факторов (окисление сульфидов, выветривание по зонам трещиноватости) количество измененных плагиоклазов (пелитизация, карбонатизация) может значительно повышаться.

Кварц характеризуется, как правило, отсутствием волнистого погасания (вулканогенный кварц?), а также жидких и твердых включений.

Среди второстепенных и редких некарбонатных обломков встречаются зерна (1—15 %) черных непрозрачных агрегатов, возникающих, вероятно, за счет измененных вулканогенных обломков (измененное стекло?) и пропитанных углеродистым веществом, тонкокристаллических кварц-полевошпатовых агрегатов, являющихся обломками основной массы кислых эффузивов, а также биотита, мусковита, циркона, турмалина, лейкоксена, глауконита, пирита, фосфатных пород.

Для преобладающих в нижней части разреза (слои № 1—8) тонкозернистых кальк-доларенитов с примесью силикокластики при незначительной примеси глинистого вещества характерна параллельная слоистость с мощностью слойков и слоев от долей до десятков сантиметров. Более редки здесь градиционная и прерывисто-линзовидная слойчатость. Слойки и более крупные прослои отличаются друг от друга в этой части разреза преобладанием в одних тонкозернистого (до пелитоморфного) известкового компонента, а в других — по преобладанию тонкозернистого доломитового материала с примесью глинистого вещества. Только в этой части разреза широкое распространение получили «конгломератовидные известняки» — палеосеймиты. Подобные образования обычны для бассейновых фаций в обстановках глинисто-карбонатной седиментации при повышенной палеосейсмичности [Seilacher, 1969; Патрунов, 1988; Кузнецов, 2002; Сараев, 2012]. Появление отложений «конгломератовидного» облика в изученном разрезе связано с различным поведением слойков со сравнительно однородным известковым и глинисто-карбонатным составами на начальных стадиях диагенеза. Чистые известковые прослои первыми теряли пластичность и, находясь в более текучих глинисто-карбонатных осадках, при сейсмических толчках испытывали седиментационный будинаж с появлением фрагментов слойков со сглаженными краями. Более пластичный глинисто-карбонатный материал приобретал роль матрикса.

Начиная со слоя № 9 и выше по разрезу, тонкообломочный осадок и примесное углеродисто-глинистое вещество приобретают более дифференцированные, дискретные формы распределения с появлением тонких слойков, мелких пакетов с прерывисто-волнистой, линзовидной микрослойчатостью. В этой части разреза появляются также слойки, обладающие микроградиционной, мелкой косой, линзовидно-косой и микропараллельной слойчатостью, характерной для дистальных турбидитов. Наряду с этим достаточно крупные прослои тонкозернистых песчаников и кальк-доларенитов, лишенные глинистой и иловой карбонатной примеси имеют массивное, неслойчатое строение. В редких, но достаточно крупных прослоях мелко-, среднезернистых песчаников (наиболее крупнозернистые осадки) появляется крупная (дециметровая) косая слоистость.

На всем протяжении разреза выявлены признаки локальных размывов и связанные с ними мало-мощные прослои гравелитобрекчий. В них наряду с фрагментами слойков широко распространенных в разрезе отложений и перемытых скелетных остатков фауны наблюдаются обломки более редких углеродистых доломитов и фосфатных пород.

Начиная со слоя № 18 и выше, в разрезе постоянно фиксируются признаки седиментационного подводного оползания осадков с развитием оползневых лежащих складок, брекчий и появлением крупных (доли—первые метры) олистолитов. Замеры направления пластического течения отложений (по

ориентации лежащих складок) позволяет предполагать существование палеосклона с наклоном в юго-западном направлении.

Темно-серая, местами черная окраска пород разреза обусловлена в первую очередь пигментным органическим веществом. Наряду с первичной концентрацией углеродистого вещества совместно с глинистым компонентом и тонкокристаллическим пиритом в тонких микрослоистых пакетах устанавливаются также вторичные прерывистые уплощенные микровыделения его в межзерновом пространстве кальк-доларенитов и песчаников, а также признаки «древней» пятнистой «пропитки» обломочных пород жидкими углеводородами и редкие линзовидные выделения антракосолита совместно с кристаллическим кальцитом и пиритом (слой № 22).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Новые данные, полученные на основе комплексных литолого-биостратиграфических исследований верхнедевонских отложений о. Столб, позволяют сделать ряд важных выводов.

Ранние возрастные интерпретации разреза [Межвилк, 1958; Крылова, 1959] в значительной степени ошибочны. Выделение каменноугольной фазы осадконакопления в разрезе о. Столб по новым палеонтологическим данным исключено. Более того, результаты биостратиграфического анализа показывают, что в изученном разрезе отсутствуют также уровни среднего, верхнего и самого верхнего фамена. Гораздо ближе к полученным нами результатам точка зрения В.В. Меннера и А.И. Сидяченко [1975]. Однако и эти авторы в значительно большем объеме понимали присутствие в разрезе франских отложений и, по-видимому, иначе интерпретировали фаменскую часть. Полученные материалы по конодонтам, брахиоподам и аммоноидеям показывают, что, несмотря на значительную мощность разреза (около 200 м), эти отложения сформировались за относительно небольшой временной отрезок, отвечающий преимущественно интервалу конодонтовых зон *triangularis*—*rhomboides*, т.е. лишь нижней и средней частям нижнего фамена.

В определенном смысле полученные биостратиграфические данные не приблизили нас к пониманию девонского этапа седиментации Северного Хараулаха, а привели к постановке целого ряда дополнительных задач и необходимости пересмотра сложившихся представлений на стратиграфическую последовательность ряда разрезов дельты р. Лена. В последние десятилетия разрез о. Столб рассматривался как связующее звено между франскими обнажениями (в районе мыса Крест-Хомо, на островах дельты Лены: Америка-Хая, Орто-Хая и в урочище Кубалах-Хая) и выходами эбеляхской свиты правого берега низовьев Лены. Предполагалось, что эбеляхская свита отвечает верхней части фаменского яруса, надстраивая фаменские отложения о. Столб. Вывод делался по турнейской фауне бастахской свиты, согласно перекрывающей эбеляхскую. Однако полученные нами результаты не исключают и возможность более древнего датирования эбеляхской свиты, вплоть до нижнего фамена. Не исключена и значительная корректировка возрастных интерпретаций ряда франских разрезов. В частности, настораживает присутствие *Mucrospirifer ex. gr. mucronatiformis* (Khalf.) в отложениях, трактуемых как нижний фран [Меннер, Сидяченко, 1975]. Для решения этих вопросов необходимы дополнительные исследования и данные.

Важным результатом биостратиграфических исследований является локализация верхнефранских отложений в нижней части разреза о. Столб (слои № 1—3). Находки конодонтов нижней части зоны *triangularis* позволяют по литологическим критериям выделить проявление глобального событийного уровня, именуемого в мировой литературе как событие Upper Kellwasser. Внутри слоя № 3 (рис. 6) можно



наблюдать пакет темно-серых и черных углеродисто-глинистых пород мощностью около 70 см. Это типичное литологическое выражение данного биособытия во всем мире в относительно глубоководных разрезах пограничных отложений франского и фаменского ярусов. Именно в этом узком стратиграфическом интервале происходит одно из самых масштабных в фанерозое вымираний биот. Это большая палеонтологическая удача и данный интервал требует дальнейшего пристального изучения.

Рис. 6. Фото пограничного фран–фаменского интервала в разрезе Я-124, слой № 3 и уровень события Upper Kellwasser.

Ряд выводов позволяет сделать анализ состава и структуры преобладающих в разрезе тонкообломочных карбонатно-силикатных отложений.

Компоненты исходного осадка имели различные источники и попадали в осадок различными путями. Аномальные по своей окатанности и изначально микрокристаллические зерна доломита претерпели наиболее дальний перенос и, судя по исходной структуре зерен, могли поступать из районов, где господствовала эвапоритовая седиментация. Ближайшей изученной такой областью является район п-ова Нордвик (490 км на северо-запад). Следует отметить, что в разрезах к северо-востоку от исследуемого разреза о. Столб — на Новосибирских островах, доломиты в составе верхнедевонских отложений исчезают полностью и мощная толща осадков здесь представлена известнякам, алевролитами и аргиллитами.

Степень окатанности доломитовых обломков имеет тенденцию к уменьшению снизу вверх по разрезу, что может быть вызвано на более поздних стадиях развития бассейна приближением источников обломочного доломитового материала к месту его окончательного захоронения. Появление в одном из слоев в верхней части разреза мелко-, среднезернистых песчаников с контрастирующей среднеобломочной силикокластикой и обычными тонкопесчаными обломками доломита свидетельствует, во-первых, о различных источниках этих компонентов, а во-вторых, о постоянстве во времени обломочного потока доломитового материала.

Обломки кальцитового состава возникли за счет фрагментации карбонатных скелетов фауны и испытали ближайший перенос. Силикокластика, вероятно, имеет пирокластическую природу. Последнему выводу может противоречить незначительное содержание обломков основной массы кислых эффузивов и стекла, но к этому типу обломков могут быть отнесены зерна неопределенного состава и «рыхлой» структуры, пропитанные углеродистым веществом. Этот минимум может быть также обусловлен преобладающим кристаллокластическим типом исходных туфовых продуктов, а также своеобразием процессов терригенной дифференциации, приведших к избирательному накоплению в этой части бассейна одинаковых по размерности тонкообломочных компонентов, имеющих разный состав и происхождение. Своеобразие состава вулканогенной силикокластики заключается также и в том, что она не несет даже следов базальтового вулканизма, характерного для среднефранских отложений ближайших к о. Столб разрезов (урочище Америка-Хая, залив Крест-Хомо), что, вероятно, связано с подводным характером базальтовых излияний и сменой состава и характера вулканизма на более поздней стадии развития бассейна.

Анализ седиментационных особенностей девонских отложений исследуемого разреза позволяет отнести их к морскому бассейновому типу. В нижней части разреза господствовали тонкозернистые осадки карбонатно-силикокластического состава местами с признаками дистальных турбидитов. Слои тонкозернистых обломочных осадков, несколько отличались друг от друга содержанием известковистых обломков и примесного глинистого вещества. Осадки формировались на обширном плоском дне, что исключало оползание слаболитифицированных осадков при палеосейсмических толчках. Возникали типичные глинисто-карбонатные палеосейсмиты с «конгломератовидным» строением.

Маломощные и достаточно редкие, но встречающиеся по всему разрезу прослои интракластитов и сопутствующие им мелкоэрозионные формы дна обусловлены существованием дистальных частей каналов, связанных с деятельностью турбидитных потоков. Глубина вреза этих каналов не превышала долей первых метров.

Для большей по объему верхней части разреза характерно усиление дифференциации терригенных отложений с обособлением прослоев более промытых песчаных кальк-доларенитов и песчаников с примесью карбонатных обломков. Они были лишены примеси как илового карбонатного материала, так и углеродисто-глинистого вещества. Последнее концентрировалось в микрослоистых пакетах и в маломощных слоях. Широкое распространение в этих пакетах получила прерывистая волнистая линзовидная микрослойчатость. Формирование этих осадков происходило под воздействием слабых придонных течений. Появление единичных прослоев мелкозернистых и среднезернистых песчаников — наиболее крупнозернистых осадков разреза, было связано, по-видимому, с временным усилением придонных течений, о чем свидетельствует присутствие в таких прослоях крупной косой слоистости. Здесь, так же как и в начале разреза, наблюдаются прослои дистальных турбидитов.

В отдельные кратковременные периоды, которым отвечали осадки, обогащенные углеродистым веществом и сингенетичным пиритом, возникали обстановки эвксинского типа.

Широкое развитие процессов оползания с образованием олистостромов, по-видимому, связано с появлением крупных аккумулятивных форм рельефа по сравнению с достаточно плоским дном бассейна на более ранней стадии его развития.

Контрастный характер компонентов, составляющих тонкопесчаную и крупноалевритовую фракцию осадка, свидетельствует о разных источниках обломков доломитового, кальцитового и силикатного состава. Как уже было показано выше, доломитовые обломки поступали из сравнительно удаленных областей эвапоритовой седиментации, а обломки известкового состава возникали за счет фрагментации

скелетных остатков фауны. Силикокластика, слагающая около половины объема осадков, связана с частичным перемывом и золовой дифференциацией кислой пирокластики.

Для отдельных частей разреза характерна концентрация органического углеродистого вещества. Существующие в разрезе слои с хорошо промытыми, хорошо сортированными обломочными породами могут рассматриваться как образования, потенциально перспективные в отношении улучшенных коллекторских свойств.

Авторы выражают искреннюю благодарность С.А. Языковой за монтаж фотопанорамы разреза о. Столб и Т.П. Киприяновой за компьютерную отрисовку разреза.

Исследования выполнены при поддержке программ VIII.68.1. и VIII.73.1., программ РАН 23 и 28, РФФИ (гранты 11-05-00737, 11-05-01105), Министерства образования и науки Российской Федерации, соглашение 8321. Авторы координируют свои исследования также с программами работ по проекту IGCP 596.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамов Б.С., Григорьева А.Д. Биостратиграфия и брахиоподы нижнего карбона Верхоянья. М., Наука, 1986, 193 с.

Алексеева Р.Е., Сидяченко А.И., Баранов В.В., Афанасьева Г.А., Грунт Т.А., Комаров В.Н., Лазарев С.С., Мананков И.Н. Атлас девонских брахиопод Северо-Востока России (Восточная Якутия, Магаданская обл.). М., Наука, 1996, 227 с. (Тр. ПИН РАН, т. 266).

Аристов В.А., Руженцев С.В. Стратиграфия сланцево-кремнистых и вулканогенно-осадочных отложений палеозоя и история геологического развития Полярного Урала // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2000, т. 8, № 2, с. 9—18.

Артюшкова О.В., Маслов В.А., Пазухин В.Н., Кулагина Е.И., Тагариева Р.Ч., Мизенс Л.И., Мизенс А.Г. Типовые разрезы девона и нижнего карбона на западном склоне Южного Урала: путеводитель полевой экскурсии перед международной конференцией «Биостратиграфия, палеогеография и события в девоне и раннем карбоне» (Уфа, Стерлитамак, 20—25 июля 2011). Уфа, 2011, 92 с.

Атлас палеозойской фауны Таймыра. Часть I. Брахиоподы, остракоды, конодонты. СПб., Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2003, 240 с.

Богословский Б.И. Девонские аммоноидеи. II. Гониятиты // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, 1971, т. 127, 228 с.

Брахиоподы и стратиграфия девона Монголо-Охотской области: Дальний Восток и Восточное Забайкалье России, Монголия / Р.Е. Алексеева, Г.Р. Шишкина, Н.В. Оленева, Г.А. Афанасьева, В.Н. Комаров, Т.А. Грунт, Г.В. Роганов, Т.П. Эйхвальд, Е.Е. Барабашева, А.В. Пахневич. М., Наука, 2006, 365 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-50-52 — Быковский. Объяснительная записка. СПб., Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001, 189 с.

Елкин Е.А., Изох Н.Г., Романов А.П. Новые находки раннефаменских конодонтов на Западном Таймыре // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 9: Приложение к журналу «Геология и геофизика», т. 47, 2006, с. 31—37.

Зональная стратиграфия фанерозоя России / Науч. ред. Т.Н. Корень. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2006, 255 с.

Ключевые разрезы девона Рудного Алтая, Салаира и Кузбасса / Н.К. Бахарев, Н.В. Сенников, Е.А. Елкин, Н.Г. Изох, А.А. Алексеенко, О.Т. Обут, О.А. Родина, С.В. Сараев, Т.П. Батурина, Т.П. Киприянова, И.Г. Тимохина, А.Ю. Языков. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2004, 104 с.

Крылова А.К. О верхнем девоне острова Столб в устье Лены // Докл. АН СССР, 1959, т. 124, № 1, с. 162—164.

Кузнецов В.Г. Нектоно-планктоногенные карбонатные формации и их эволюция в истории Земли // Литология и полезные ископаемые, 2002, № 6, с. 589—611.

Межвилк А.А. Стратиграфия Северного Хараулаха // Сов. геология, 1958, № 7, с. 43—61.

Меннер В.В., Сидяченко А.И. Верхний девон района нижнего течения р. Лены // Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 1, с. 178—181.

Патрунов Д.К. Юрские красные желваковые известняки с аммонитами (фацция «аммонитико-россо») от Восточных Карпат до запада Центральной Атлантики // Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М., Наука, 1988, с. 95—113.

Ржонсницкая М.А. Биостратиграфия девона окраин Кузнецкого бассейна. Т. I. Стратиграфия. Л., Недра, 1968, 287 с.

Рождественская А.А. Остракоды верхнего девона Башкирии. М., Наука, 1972, 193 с.

Сараев С.В. Палеосейсмита в обстановках карбонатной седиментации // Ленинградская школа литологии. Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина (Санкт-Петербург, 25—29 сентября 2012 г.). Том 1. СПб., СПбГУ, 2012, с. 247—249.

Сидяченко А.И. Спирифериды и стратиграфия фаменских отложений Центрального и Юго-Восточного Каратау. М., Изд-во АН СССР, 1962, 152 с.

Тарабукин В.П., Прокопьев А.В., Соксман В.С., Карякин Ю.В. Первые данные о фаменских отложениях в северо-западной части горной системы Черского // Отечественная геология, 1997, № 8, с. 9—12.

Халфин Л.Л. Новые спирифериды девонских отложений северо-западной окраины Кузнецкого бассейна // Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1950, Вып. 10, с. 13—24.

Халымбаджа В.Г. Конодонты верхнего девона востока Русской платформы, Южного Тимана, Полярного Урала и их стратиграфическое значение. Казань, Казан. ун-т, 1981, 201 с.

Becker R.T. Stratigraphische Gliederung und Ammonoideen-Faunen im Nehdenium (Oberdevon II) von Europa und Nord-Afrika // Cour. Forsch.-Inst. Senkenb., 1993, Bd. 155, s. 1—405.

Becker R.T., House M.R. Devonian ammonoid zones and their correlation with established series and stage boundaries // Cour. Forsch.-Inst. Senkenb., 2000, Bd. 220, s. 113—151.

Frech F. Über devonische Ammonoideen // Beitr. Geol. Pal. Osterr.-Ung. U. d. Orients, 1902, Bd. 14, s. 27—111.

Gortani M. Contribuzioni allo studio del Paleozoico Carnico III. La fauna a climenie del Monte Primosio // Mem. R. Ac. Sci. Inst. Bol., 1907, Ser. 6, v. 4, p. 201—243.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. The Geologic Time Scale 2012. 2-volume set. Elsevier Science Ltd, 2012, 1176 p.

Petter G. Goniatices devoniennes du Sahara // Publ. Serv. Carte Geol. Algerie. N. ser. Paleont. Mem., 1959, v. 2, p. 1—313.

Seilacher F. Fault-graded beds interpreted as seismites // Sedimentology, 1969, v. 13, p. 155—159.

Walliser O.H. Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic: results of international interdisciplinary cooperation in the IGCP Project 216 «Global Biological Events in Earth History» // Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1996, p. 1—333.

*Поступила в редакцию
19 февраля 2013 г.*