



УДК 551.734:552.32(571.51)

РОЛЬ БЫСКАРСКОЙ СЕРИИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА

В. И. Краснов¹, Г. С. Федосеев^{2, 3}, Л. С. Ратанов¹

¹Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья; ²Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН; ³Национальный исследовательский Новосибирский государственный университет; Новосибирск, Россия

Одно из самых сложных литостратиграфических подразделений, картируемых при средне-мелкомасштабной Госгеолсъёмке в Алтае-Саянской области, – быскарская серия. В ее составе отображена чрезвычайная фациальная изменчивость континентальных раннедевонских образований Минусинского прогиба. На вещественной основе проведена типизация входящих в состав серии свит. Отмечено, что осадочно-вулканогенный характер быскарской серии должен быть изменен на вулканогенно-осадочный в связи с иной оценкой количественных соотношений главных свитообразующих компонентов (терригенного, вулканического и вулканогенного). Установлено, что общая схема раннедевонского магматизма в процессе формирования быскарской серии была антидромной, так как базитовые пластовые тела, идентифицируемые повсеместно в качестве лавовых палеопотоков, фактически являются sillами и должны быть исключены из состава серии. В связи с этим затронуты проблемы валидности свит, в которых пластовые базитовые тела ранее были ошибочно отнесены к эффузивным образованиям, и отсутствия в прогибе не только бимодальной, но и других вулканических серий, начальными членами которых являются базальты и долериты.

Ключевые слова: быскарская серия, нижний девон, базальт-долеритовые sillы, вулканокластические породы, Минусинский прогиб, Красноярский край.

THE ROLE OF THE BYSKARIAN SERIES IN GEOLOGICAL STRUCTURE AND HISTORICAL DEVELOPMENT OF THE MINUSA TROUGH

V. I. Krasnov¹, G. S. Fedoseev^{2,3}, L. S. Ratanov¹

¹Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources; ²V. S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS; ³National Research Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

The Byskarian series has been and remains the one of the most complex mappable lithostratigraphic subdivisions during the medium-small-scale State Geological Survey in the Altai-Sayan Region. Its composition displays the extreme facies variability of the continental Early Devonian formations of the Minusa trough. The typification of formations including in the series has been made on the material basis. It has been noted that the sedimentary-volcanogenic character of the Byskarian series should be changed to volcanogenic-sedimentary, in connection with another assessment of quantitative relationships of the main formation-composing components (terrigenous, volcanic and volcanogenic). It is established that the general chart of the Early Devonian magmatism in the process of the Byskarian series formation was antidromous as basite stratal bodies identified everywhere by way of lava paleoflows are actually sills and should be excluded from the series. In connection with this circumstance, the problem of the formation validity is touched on, in such formations stratal basitic bodies were erroneously referred formerly to effusive units. Also the problem of absence in the trough not only bimodal but also other volcanic series, which initial members are basalts and dolerites is broached.

Keywords: Byskarian series, Lower Devonian, basalt-dolerite sills, volcanoclastic rocks, Minusa trough, Krasnoyarsk Territory.

DOI 10.20403/2078-0575-2018-4-8-21

Расчленение континентальных толщ относится к наиболее трудным задачам стратиграфии. При геологической съёмке в традиционном ключе она решается поэтапно по мере укрупнения масштаба. Соответствующим образом меняется и объем выявляемых стратонов – комплексов, серий и свит [19]. В Минусинском прогибе, расположенном в северной части Алтае-Саянской области (АСО), наиболее востребованной оказалась быскарская серия, распространение которой ограничивается нижним структурным подэтажом чехла молодой платформ.

Понятие быскарской серии (БС) как осадочно-вулканогенного комплекса было предложено

Е. А. Шнейдером и Б. П. Зубкус в 1962 г. [23] и закреплено в 1966 г. на Ленинградском стратиграфическом совещании. Тогда же в процессе начавшейся Госгеолсъёмки-200 выяснилось чрезвычайно сложное строение осадочных, вулканических и вулканогенно-осадочных образований, относимых большинством исследователей к нижнему и среднему девону. Не случайно поэтому, что несколько десятилетий ушло на дискуссию по уточнению горно-породного состава БС и возраста палеонтологических находок. Изначально серия позиционировалась как осадочно-эффузивное полигенное образование, отражающее активный тектонический режим формирования континентального бассейна быстрого



погружения. В ее составе были установлены разно-фациальные свиты – от терригенных (молассовых) и вулканических (вулканокластических и излившихся) до вулканогенных и терригенно-карбонатных (континентально-морских и лагунных). Сочетание этих свит в разных частях Минусинского прогиба настолько разнообразно, что в пределах структурно-фациальных подзон практически нет повторяющихся разрезов. Это обусловлено рядом особенностей: аномальной фациальной изменчивостью, высокой насыщенностью вулканическими продуктами в широком диапазоне основности и щелочности, неопределенностью фациальной природы пластовых базитовых тел, среди которых находились линзы и блоки терригенных пород с флорой и фауной. Позднее стал подчеркиваться преимущественно вулканогенный характер БС [12, 19, 23].

Ретроспективный анализ материала по геологическому строению Минусинского прогиба показывает, что принятие решения о «вулканической» природе главной массы базитовых пластовых магматитов легло на плечи стратиграфов, палеонтологов и тектонистов при отсутствии убедительных доказательств альтернативной («интрузивной») точки зрения. Поэтому базитовые пластовые тела включались в состав свит как эффузивные образования без всяких оговорок. Долгие годы на это не обращали должного внимания. В результате некоторые свиты оказались состоящими почти целиком из базальтов и долеритов [19, 23]. Это несоответствие стало особенно ощущаться в последние годы, когда наметился процесс пересмотра фациального статуса базитов и выявления в связи с этим случаев нарушения принципа Стенона. Так, в восточной части

АСО для многих пластовых тел, считавшихся ранее эффузивными потоками, на основе дивергентных признаков была показана инъекционная природа, что позволило перевести их в ранг силлов [8, 11, 16, 20, 21]. Стало очевидным, что назрела необходимость в конструктивном подходе к решению данной проблемы, и в частности в отказе от использования в полевой диагностике конвергентных признаков как решающего фактора в оценке принадлежности базитов к поверхностной фации (пузыристые и миндалекаменные текстуры, гиалиновые и скрытокристаллические структуры, ассоциативность с вулканокластитами широкого спектра по кремнекислотности и др.). В данной статье предпринята попытка восполнить этот пробел и попытаться перевести дискуссию из области борьбы мнений в русло оперирования конкретными фактами, что является важным в условиях принятия актуализированных региональных стратиграфических схем, нацеленных на создание государственных геологических карт нового поколения.

Геологическая обстановка и структурно-фациальное районирование

Геологические образования Минусинского прогиба, воспринимаемого нами в качестве аналога осадочно-породного палеобассейна и позиционируемого как фрагментированная структурно-фациальная зона (СФЗ), располагаются на кембро-ордовикском фундаменте. Основу последнего составляют ранне-среднекембрийские известняки, сочетающиеся с вулканогенно-осадочными толщами и базитовыми телами когтахского и буйского магматических комплексов. Из более

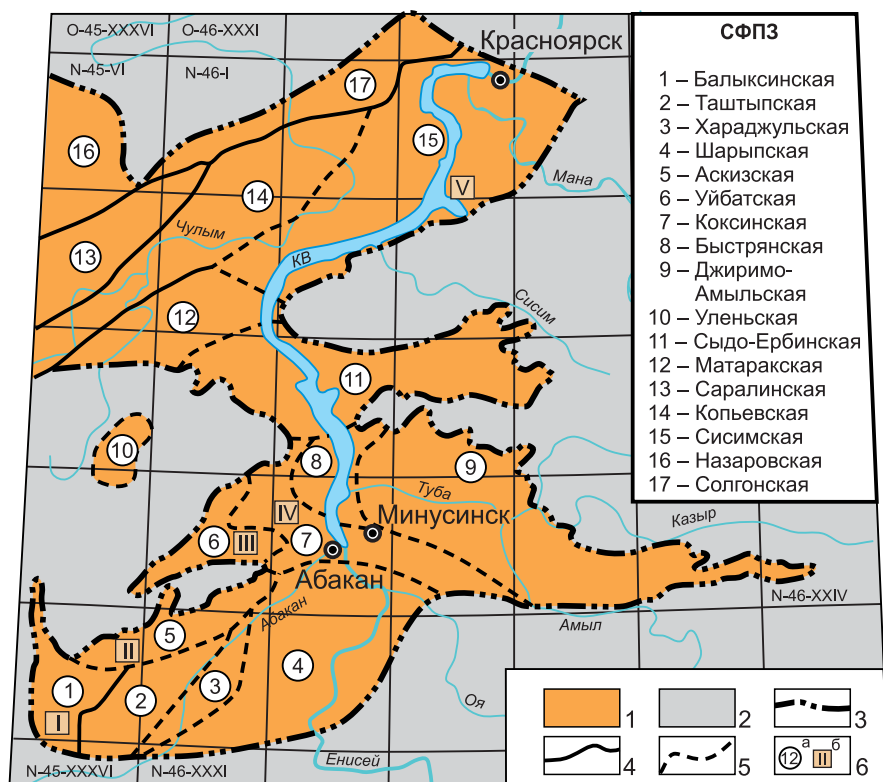


Рис. 1. Схема структурно-фациального районирования девонских образований Минусинского прогиба (по [17], с упрощениями)

1 – девонские образования; 2 – пост-и додевонские образования; 3 – современный контур Минусинского прогиба; 4–5 – границы структурно-фациальных подзон: 4 – прослеженные, 5 – предполагаемые; 6 – номера: а – СФЗ (см. рис. 2), б – разрезов с силлами (см. рис. 3)

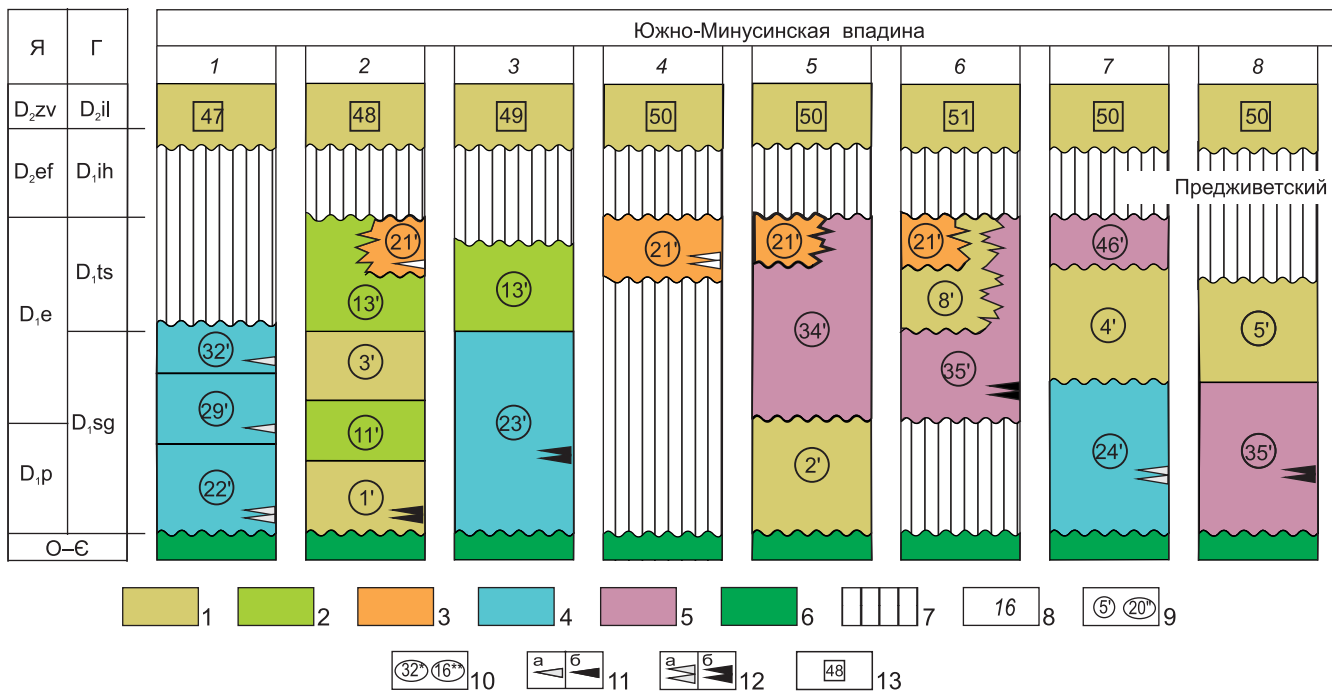


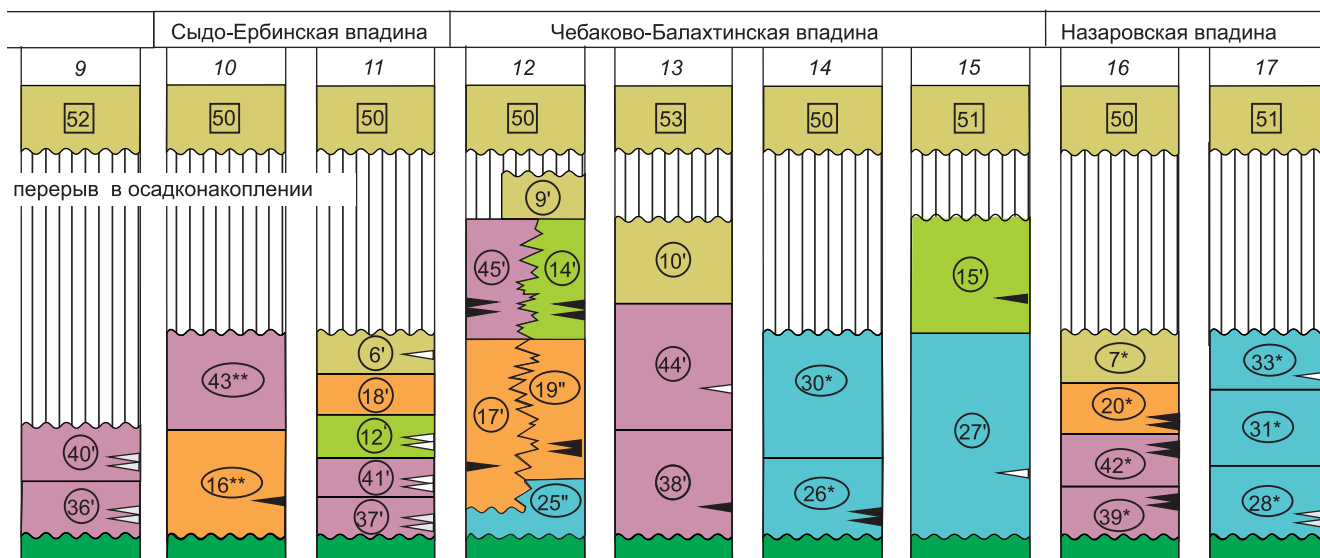
Рис. 2. Схема распределения литостратиграфических подразделений быксарской серии в типовых разрезах структурно-фациальных подзон Минусинского прогиба (по [17], с упрощениями)

1–6 – типы отложений: 1 – терригенный, 2 – терригенно-карбонатный, 3 – вулканогенно-терригенный, 4 – терригенно-вулканогенный, 5 – вулканический; 6 – метаморфизованные отложения фундамента; 7 – временные интервалы, соответствующие перерывам в осадконакоплении; 8–10 – номера: 8 – структурно-фациальных подзон (названия см. рис. 1), 9 – свит (1' – чиланская, 2' – казановская, 3' – толочковская, 4' – коксинская, 5' – енисейская, 6' – джиримская, 8' – уйбатская, 9' – арамчакская, 10' – печищинская, 11' – имекская, 12' – сыдинская, 13' – таштыпская, 14' – шунетская, 15' – сисимская (шунетская), 17' – придорожная, 18' – мигнинская, 21' – тимиртасская, 22' – ойская, 23' – хараджульская, 24' – полевостанская, 27' – имирская, 29' – каменная, 32' – тарланская, 34' – большесырская, 35' – тастрезенская, 36' – сосновская, 37' – чинжилыская, 38' – тазольская, 40' – старковская, 41' – идринская, 44' – подкаменная, 45' – марченгашская, 46' – копковская) и подсвит (19'' – верхнематаракская, 25'' – нижнематаракская (имирская), 10 – толщ (7* – еловская, 20* – ашпанская, 26* – копьевская, 28* – чернавкинская, 30* – кагаевская, 31* – кузьминская, 33* – талиновская, 39* – базырская, 42* – берешская), и подтолщ (16** – нижнеуленьская, 43** – верхнеуленьская); 11–12 – силлы: 11 – единичные (а – установленные, б – предполагаемые), 12 – группы силлов (а – установленные, б – предполагаемые); 13 – нерасчлененные подразделения и свиты перекрывающего комплекса: 47 – постфранские, 48 – сирийская, 49 – постфаменские, 50 – толтаковская, 51 – бейская, 52 – постживетские, 53 – илеморовская

поздних магматитов в фундаменте широко развиты массивы и батолиты тигертышского гранитоидного комплекса. Образования фундамента участвуют в строении горного обрамления прогиба, проявляясь также в виде отдельных выступов (валов), разделяющих прогиб на впадины. В пределах последних, в свою очередь, обозначены структурно-фациальные подзоны (СФПЗ), для выявления которых использовались комбинации структурных элементов (тектонические нарушения и границы налегания базальных слоев раннедевонских отложений на фундамент) и выявленные особенности вещественного состава свит [17]. Надежность проведения границ между подзонами зависела от конкретных условий обнаженности: некоторая их часть была прослежена на местности, а остальные границы признаны условными. В результате в Минусинском прогибе было установлено 17 структурно-фациальных подзон (рис. 1). Большинство из них ориентировано в субширотном направлении, иногда они протягиваются от одного борта про-

гиба до другого (Коксинская и Сыдо-Ербинская СФПЗ). Поэтому проверить гипотезу о существовании в Минусинском прогибе периферийных, центральных и прикупольных зон [13] пока не представляется возможным, тем более что требованиям периферийной позиции отвечают только Балыксинская, Аскизская, Уйбатская и Уленьская СФПЗ, а остальные охватывают одновременно и периферийные, и центральные площади.

Следует отметить, что используемое районирование в дальнейшем может совершенствоваться, поскольку известны иные подходы к решению данной проблемы, основанные, в частности, на тектоническом (глыбовое строение фундамента), географическом (краевые, центральные и периферийно-купольные зоны) и магматогенном (развитие вулканических аппаратов центрального и трещинного типов) подходах. Однако выбираемые при этом признаки в значительной мере гипотетические, особенно в условиях наличия оконтуривающих прогиб дизъюнктивов, в которые «утыкаются» резко обры-



вающиеся границы разновозрастных стратиграфических подразделений.

Строение быскарской серии

При изучении геологического строения Минусинского прогиба БС сыграла особую роль, поскольку традиционный подход к выделению нижнедевонских свит на всей территории прогиба оказался малоэффективным, а их корреляция была существенно затруднена, так как наборы свит в структурно-фациальных подзонах отличались необычайно широким разнообразием. Тем не менее к началу среднемасштабного картирования уже были охарактеризованы отдельные стратотипические районы и выделены свиты, названия которых сохранились до наших дней (матаракская, шунетская, арамчакская и др.). До 1960 г. серия описывалась как осадочно-вулканогенная толща, при этом изначально подчеркивался ее вулканогенный (в широком смысле) характер [12, 13]. Следует отметить, что вопрос о верхней границе серии в литературе специально не обсуждался, поскольку она определялась доживетским перерывом. Это означало, что во всех представленных разрезах отложения серии частично или полностью эродированы. Поэтому в серию включались отложения, несогласно перекрытые образованиями толтаковской и более молодых свит, как правило, таштыпского горизонта. В отдельных случаях возраст верхней границы поднимался до эйфельского, и тогда к быскарской серии относилась арамчакская свита.

С нижней границей все обстоит гораздо сложнее: в разных структурно-фациальных подзонах (а иногда и внутри них) на кембро-ордовикском фундаменте залегают образования, относящиеся к различным фациальным типам. В одних местах это вулканокластические породы среднего, кислого и щелочно-кислого состава [23], в других – терригенные красноцветные отложения [9], в третьих – базитовые пластовые тела, относимые большинством исследователей к эффузивам [14]. Под

данными образованиями во многих местах были отмечены конгломераты с галькой мраморизованных известняков, кварцитов, сланцев, гранитоидов, порфиринов. Мощность конгломератов изменяется от нескольких до десятков и первых сотен метров. Чаще всего они относятся к маматской свите [12]. По мнению авторов, арамчакская и маматская свиты не должны включаться в состав быскарской серии.

В строении быскарской серии участвует более 40 литостратиграфических подразделений, четвертая часть которых до настоящего времени находится в ранге толщ и подтолщ, т. е. они не обладают полным набором признаков, позволяющих перевести эти подразделения в разряд валидных. При составлении немасштабного посвитного изображения быскарской серии априори было намечено пять вещественных типов свит, учитывающих условия их образования: терригенный (I), терригенно-карбонатный (II), магматогенно-терригенный (III), терригенно-магматогенный (IV) и магматогенный (V). Каждый из этих, в известной мере условных, типов представлен 10, 5, 7, 11 и 13 свитами соответственно (рис. 2). Следует оговориться, что термином «магматогенный» обозначены как вулканогенные (классические переотложенные продукты вулканизма), так и вулканокластические породы. Кроме того, сюда же отнесены базальты, оливин-пироксеновые и крупнопорфировые плагиоклазовые (лабрадоровые порфириды) долериты, считавшиеся ранее эффузивами либо по традиции, либо по конвергентным признакам, либо из-за недостаточной изученности верхних контактов. За многолетнюю историю изучения серии не одним поколением геологов было установлено, что почти все подразделения сформировались в пражском и эмском ярусах [17]. Некоторым исключением в этом ряду является арамчакская свита, состоящая из конгломератов (с участием красноцветных песчаников и алевролитов). Одни авторы относят ее к эйфелю, другие – к верхней части эмса. Некоторые исследо-

ватели обращают внимание на наличие в Чебаково-Балахтинской (Северо-Минусинской) впадине стратиграфического несогласия между шунетской и арамчакской свитами. На самом деле детальнейшие работы в южном подножье Красной Горки (территория учебных геологических полигонов сибирских университетов) показали, что отложения арамчакской свиты сменяют шунетские постепенно.

Следует отметить также, что рис. 2 отражает не только фаціальную пестроту серии, но и некоторые особенности пространственного распределения свит, относящихся к разным типам. Так, свиты терригенного (красноцветного) типа располагаются преимущественно в верхних частях разрезов всех впадин, а в нижней части серии они отмечены только в Южно-Минусинской впадине (чиланская и казановская). Слагаемые терригенно-карбонатным типом свиты находятся в основном в таштыпском горизонте (Таштыпская, Хараджувльская и Матаракская СФПЗ), а частично – в середине саглинского. Свиты магматоогенно-терригенного типа тяготеют к нижней части серии, и лишь две свиты – мигнинская (Сыдо-Ербинская впадина) и апшальская (Назаровская впадина) – расположены в срединной части. Представители терригенно-магматоогенного типа отсутствуют в Сыдо-Ербинской впадине, а в остальных не выходят за пределы саглинского горизонта, соответствуя либо всему горизонту (Балыксинская, Саралинская, Сисимская и Солгонская СФПЗ), либо только его верхней части (Копьевская СФПЗ). Свиты вулканического типа во всех впадинах слагают базальные и средние части разрезов, и только копковская (Южно-Минусинская СФПЗ) занимает верхнюю позицию. Основную роль в данном типе играют хараджувльская и имирская свиты.

Следует также добавить, что рис. 2 позволяет выявить особенности быскарской серии на более высоком уровне генерализации: а) установить горизонтальные наборы условно изохронных подразделений, относящихся к единому типу или их устойчивому сочетанию; б) обратить внимание не только на латеральную, но и на вертикальную изменчивость состава свит; в) получить одномоментное представление о наличии локальных и региональных перерывов в осадконакоплении; г) оценить предпочтительное участие силлов в разных свитах. Отчетливо видно, например, что разрезы Балыксинской, Копьевской и Солгонской СФПЗ состоят исключительно из свит терригенно-магматоогенного типа, которые, кстати сказать, во многих других разрезах занимают лишь нижнее положение, играя роль фрагментарно развитых «базальных» образований. Подобную же группу могут составить свиты магматоогенного типа. Выделение аналогичных сочетаний в верхней части БС прямо зависит от глубины эрозионного среза после предживетского перерыва. Здесь преобладают свиты терригенного и терригенно-карбонатного типов с равноправным участием свит вулканоогенно-терригенного. Постэйфельские свиты относятся ис-

ключительно к терригенному типу, а вулканоогенный материал устанавливается в них только при микроскопическом изучении.

Аналоги быскарской серии и заложение Минусинского прогиба

Интересно отметить, что быскарская серия, несмотря на ряд нетривиальных свойств, не является единственной в АСО и на сопредельных территориях. Так, в Балыксинском грабене Балыксинско-Саксырской СФЗ и Тейском мультдообразном прогибе в качестве аналога БС описана одновозрастная вулканоогенно-терригенная толща, составным компонентом которой является трахибазальт-андезит-липаритовая формация. Аналогичное положение, но смещенное по возрасту до верхнего силура, занимают тельбесская серия в Кузнецком прогибе и кызылбулакская – в Тувинском. В Агульском грабене определены аналоги имирской, шунетской и тонской свит, но они считаются ордовикскими не на основе палеонтологических остатков, а только по геохронологическим определениям. Добавим, что в Рыбинской, Уленьской, Саралинской и Амыло-Кандатской впадинах, а также во множестве безымянных мульд и депрессионных структур АСО имеются многочисленные разрезы, отдельные фрагменты которых сопоставляются с определенными уровнями в разрезах БС. В связи с этим возникает дилемма относительно времени заложения Минусинского прогиба (равно как и аналогичных структур АСО): либо они формировались в пределах современных контуров, либо это был более широкомасштабный процесс, охвативший не только прогибы, но и некоторые сопредельные регионы.

С учетом сказанного становится понятным, что названную проблему невозможно решить в отрыве от истории геологического развития АСО в целом. Поэтому авторы склонны рассматривать формирование прогиба в традиционном аспекте, предусматривающем прогибание, опережающее эрозию, которое частично или полностью компенсировалось осадконакоплением. Это означает, что корректное решение данной проблемы возможно только при анализе разрезов отложений, трансгрессивно перекрывающих ложе осадочного палеобассейна. Вопрос поэтапного изменения границы прогиба решается при отслеживании контуров седиментации и положения разновозрастных тектонических нарушений. Кроме того, необходимы данные о возрасте базальных толщ, определенном не только по палеонтологическим остаткам, но и изотопно-геохимическими методами. Все остальное зависит от характера двух эрозионных поверхностей – современной и «базально-палеобассейновой».

В настоящее время крупные области девонских отложений слагают отрицательные формы рельефа. Поэтому не случайно геологи-первопроходцы назвали их котловинами или впадинами, вкладывая в эти понятия орографический смысл. И только в 1960 г.



И. В. Луцицкий предложил называть подобные структуры прогибами, т. е. так, как именуются сугубо тектонические образования [12]. Это немедленно побудило исследователей уточнить динамический характер этих структур: первозданный (межгорный) или унаследованный (наложенный). В отношении базальной палеоповерхности в литературе обсуждались два варианта заложения прогибов: либо на пенепленизированной, либо на педипленизированной поверхности. Скольжение заложения прогибов во времени отслеживается оценкой по различным методикам на качественном (флора, фауна) и количественном (изотопная геохронология) уровнях. Для Минусинского прогиба, например, решение о раннедевонском возрасте заложения принято на основании определения нижнедевонской флоры [1, 2, 4, 6, 10].

Следующим шагом явилось понижение возможного момента заложения прогиба до силуро-раннедевонского [23] и ордовикского [18] времени. Причем в содержательной интерпретации геохронологических определений, указывающих на ордовикский возраст отложений имирской, казановской и большесырской свит, имеются принципиальные вопросы, обсуждение которых выходит за рамки настоящей статьи, так как в отнесенных к ордовикской свите имеет девонская флора [10]. Нет также окончательного понимания того, что нижнематаракская подсвита, к примеру, является прямым аналогом имирской (см. рис. 2, СФПЗ 12, свита 25“).

Согласно широко распространенной точке зрения заложение впадин ознаменовалось массовыми излияниями базальтовой магмы [13, 19]. Именно поэтому у многих исследователей сложилось твердое убеждение, что раннедевонский этап был существенно магматогенным, что и отразилось на обобщенной характеристике быскарской серии. По этой причине никто не обратил должного внимания на локальное образование маматских конгломератов, появление которых могло быть связано с педипленовым характером палеорельефа. Фрагментарное развитие нижнедевонских отложений в горных обрамлениях Алтае-Саянской области и далеко за ее пределами указывает на возможное существование обширного осадочного раннедевонского палеобассейна [4]. В это время, возможно, и заложилось несколько депоцентров (Кузнецкий, Уймено-Лебедской, Агульский, Рыбинский и Минусинский) и грабен. Их контуры могут быть намечены по выходам отложений имирской, хараджульской, казановской, большесырской, маматской и других раннедевонских свит. Складчатость в обрамляющих горных сооружениях, сопровождавшаяся образованием региональных разломов, могла определить дополнительные контуры Минусинского прогиба. Об этом же свидетельствуют «утыкания» нижнедевонских толщ [8] в породы фундамента.

Следующий (доюрский) этап связан с региональной трансгрессией и образованием средне-

позднедевонских и более молодых отложений, в значительной степени перекрывших отложения БС. Обращает на себя внимание и то, что в Минусинском прогибе не установлены триасовые отложения, и это существенно ограничивает реставрационные возможности. Тем не менее, учитывая масштабное пермо-триасовое бассейнообразование на Сибирской платформе и в меньшей степени – в Кузнецком бассейне, можно с определенной долей уверенности предположить, что они могли происходить и в пределах наметившегося контура Минусинского прогиба. Итак, к концу XX в. представления о времени заложения впадин Минусинского прогиба свелись к четырем точкам зрения: 1) разновременное (от раннего до позднего девона), 2) в раннем девоне, 3) в силуре или ордовике, 4) в пермо-триасе.

Согласно первой гипотезе предполагалось, что процесс начался с образования в раннем девоне юго-западной части Южно-Минусинской впадины, а остальные впадины образовались в среднем и позднем девоне [13]. Это было принято многими специалистами, и более всего теми, кто занимался изучением перспектив нефтегазоносности девонских отложений. В основе такого представления было открытие раннедевонской флоры в стратотипе имекской свиты на юго-западе указанной впадины. Преобладало мнение, что в других впадинах Минусинского прогиба палеонтологического обоснования раннедевонских образований не существовало. Вторая точка зрения возникла в результате проведения широчайших тематических и геолого-съёмочных работ, когда были изучены разрезы прибортовых районов и многочисленных скважин в центральной части впадины. Удалось обнаружить разрезы с содержанием фрагментов раннедевонских растений, ихтиофауны, ракоскорпионов (Быстрянская опорная скв. 4, геологические разрезы в районах р. Уйбат, улуса Казанов, озер Матарак и Шунет, лога Тустужул, горы Сагар-Хая и других местах). В результате было обнаружено более широкое развитие отложений раннего девона, чем это казалось прежде, что привело к признанию раннедевонского заложения Минусинского прогиба [6, 10, 13, 19]. Таким образом, мнение о его раннедевонском и силуродевонском заложении было основано только на представлении о возрасте геологических образований. Никакие иные геологические процессы последующих периодов не учитывались.

В 1990-е гг. появилось еще одно мнение о времени заложения Минусинского прогиба. Оно состояло в изменении девонского возраста казановской, имирской, большесырской и других свит на ордовикский [15, 18]. Это является малоубедительным, так как в казановской и большесырской свитах установлена раннедевонская флора [7, 10]. Единственный стратон, возраст которого пока не обоснован палеонтологическим материалом, – имирская сви-



Встречаемость базитовых силлов в свитах быскарской серии

Фациальный тип разреза	Распределение свит по насыщенности силлами		
	Установлены	Предполагаются	Не установлены
I. Терригенный	Чиланская	Джиримская	Еловская, енисейская, казановская, коксинская, печищинская, толочковская, уйбатская
II. Терригенно-карбонатный	Сисимская, шунетская	Сыдинская	Имекская, таштыпская
III. Магматогенно-терригенный	Ашпанская, верхнематаракская, нижнеуленьская, придорожная	Тимиртасская	Мигнинская
IV. Терригенно-магматогенный	Копьевская, нижнематаракская, хараджильская	Имирская, каменная, ойская, полевостанская, талиновская, тарланская, чернавкинская	Кагаевская, кузьминская
V. Магматогенный	Базырская, берешская, марченгашская, тазольская, тастрезенская	Идринская, подкаменная, сосновская, старковская, чинжильская	Большесырская, верхнеуленьская, копковская

Примечания. Силлы установлены по нескольким дивергентным признакам и литературным данным (см. рис. 3, 4); к предполагаемым отнесены силлы, выделенные авторами при анализе разрезов и стратиграфических колонок к картам Госгеолсъёмки-200 первого поколения (см. рис. 3).

та. По иронии судьбы, именно она и оказалась главным объектом геохронологической диагностики.

Заканчивая обзор представлений о времени заложения Минусинского прогиба, нельзя не сказать и о гипотезе двухэтапного его образования, основанной на анализе геологической эволюции Восточной Сибири [4]: предполагается второй этап окончательного оформления прогиба в условиях субплатформенного режима. Главная роль при этом отведена активным геодинамическим процессам, приведшим к глобальным для Сибири мощным вертикальным подвижкам в юго-западной и южной частях Восточной Сибири, Восточного и Западного Саяна, Кузнецкого Алатау, к разрушению терригенных и вулканогенных накоплений на всей территории современных горных сооружений, к формированию крупных разломов, предопределивших окончательные очертания Минусинского прогиба, в котором сохранились девонские образования.

Участие пластовых базитов в строении быскарской серии

Встречаемость пластовых базитов (силлов) в свитах разного типа отражена в таблице, а конкретное их расположение в разрезах – на рис. 3. Силлы существенно варьируют по мощности и встречаются в свитах всех типов. Они участвуют в строении складок и блоков первого структурного подэтажа и, как правило, разделены пластами терригенных, вулканогенных и вулканических пород. В некоторых разрезах пачки силлов (по традиции принимавшихся за эффузивы) в сочетании с подчиненными вулканогенно-терригенными прослоями и блоками составляли целиком отдельные свиты, к числу которых, в частности, были отнесены тазольская и марченгашская свиты. Изученные нами силлы выявлены по совокупности дивергентных при-

знаков, часть из которых показана на рис. 4. Наряду с этим считаем уместным показать также и предполагаемые силлы, выделение которых основано на описаниях в регионально-стратиграфических схемах 2018 г. [17] и попутном изучении в рекогносцировочных маршрутах (см. рис. 2). Понятно, что для корректной диагностики пластовых тел данной категории необходимы целенаправленные исследования.

Степень насыщенности свит силлами неодинакова в разных СФПЗ. Имеются примеры как одиночных силлов, так и их пачек. К настоящему времени в ранг силлов переведено более 20 пластовых базитовых тел, принимавшихся ранее за лавовые потоки. Наиболее результативными для принятия такого решения явились геологические образования Сыдо-Ербинской, Матаракской, Сисимской и Аскизской СФПЗ. В связи с этим нельзя не отметить тесную ассоциацию вулканических пород кислого и основного составов, на что впервые обратил внимание А. Г. Вологдин: «Основные эффузивные породы замещаются в разрезах покровно-эффузивного комплекса в вертикальном направлении совершенно постепенно породами более кислого состава, сначала как будто переслаиваясь с последними, затем уже со значительным преобладанием кислых пород над основными» [3, с. 119]. В дальнейшем такая интерпретация разрезов была принята практически всеми специалистами по геологической съемке, что, несомненно, отрицательно повлияло на поиск новой, в том числе и альтернативной модели формирования быскарской серии. Тем не менее сам автор подчеркивал широкое распространение кислых эффузивных пород в нижней части разреза установленной им абаканской свиты.

Поскольку присутствующие в быскарской серии пластовые базиты в соответствии с господство-

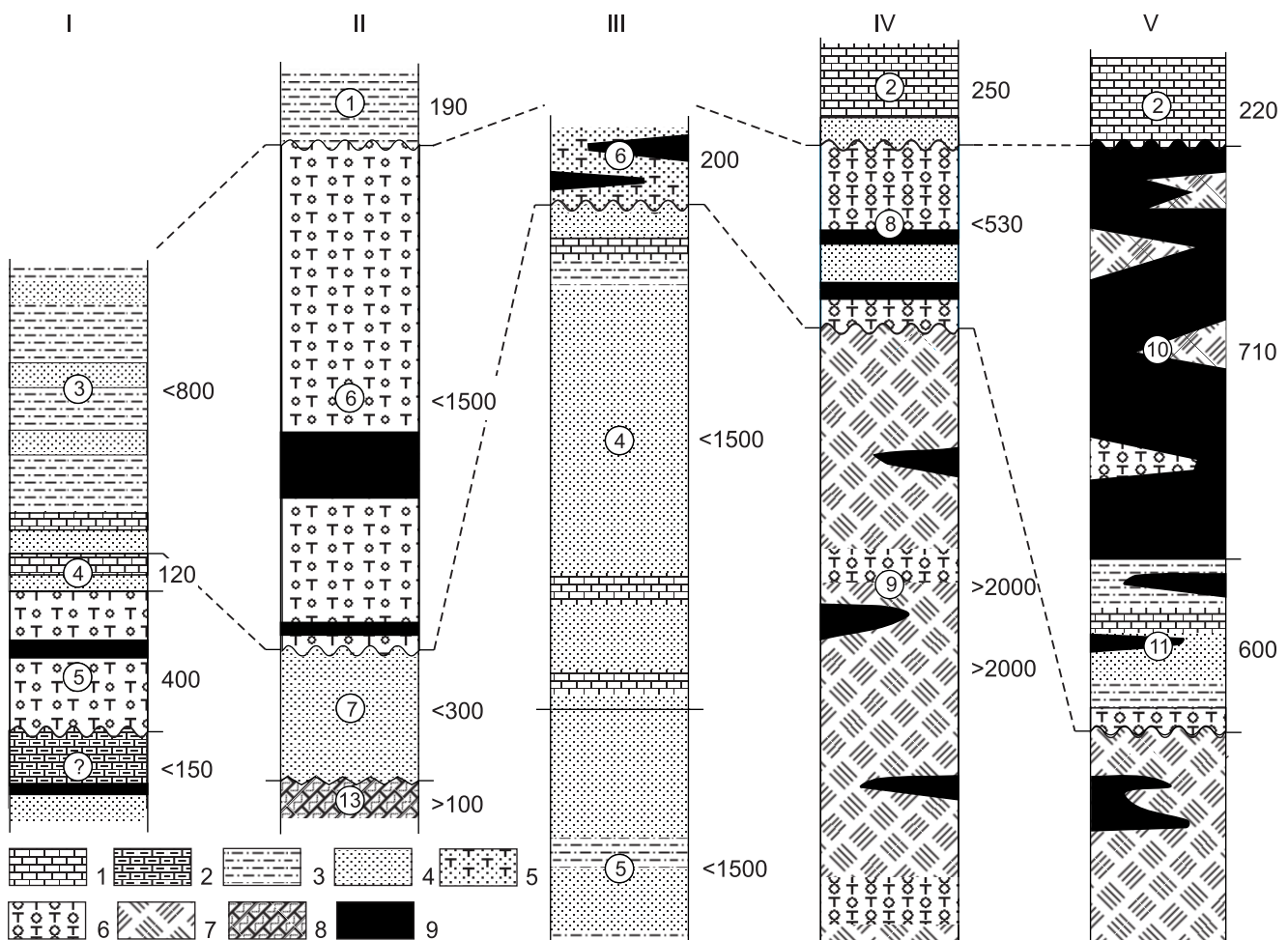


Рис. 3. Сопоставление разрезов нижнедевонских отложений Минусинского прогиба (по [7] с упрощениями)

1 – известняки; 2 – мергели; 3 – алевролиты; 4 – песчаники; 5 – туфопесчаники; 6 – вулканические конгломераты; 7 – вулканические конгломераты среднего и кислого состава; 8 – породы фундамента; 9 – базальтоидные силлы; разрезы: I – левобережье р. Таштып, II – сёла Казановка и Большие Сыры, III – г. Тимир-Тас, IV – хр. Сагар-Хая, V – залив Сисимский; свиты (цифры в кружках): 1 – толтаковская, 2 – бейская, 3 – сириная, 4 – таштыпская, 5 – тонская, 6 – имирская, 7 – сисимская, 8 – тастрезенская, 9 – сагархайнская, 10 – уйбатская, 11 – южноминусинская, 12 – тимиртасская, 13 – биджинская

вавшей в те времена «эффузивной» парадигмой изначально были идентифицированы в качестве лавовых палеопотоков, то базальты, долериты, диабазовые порфириты, миндалефиры, лабрадорские порфириты и подобные им породы традиционно считались неотъемлемой частью вулканической серии. Однако уже в 1960-х гг. наступил период устойчивого осознания частичной правомерности альтернативной, «силловой» парадигмы [5, 7, 11, 20]. Так, лабрадорские порфириты в Южно-Минусинской впадине были признаны силлами, которые рекомендовалось «исключить из состава чиланской свиты», так как автором были установлены неровные изрезанные контакты послонных и секущих

апофиз, контактовые корки обжига и срезание порфиритами слоистости во вмещающих песчаниках [5, с. 84]. Дальше всех к эффузивам относили сисимские базальты и долериты, но признаки интрузивного поведения базитовой магмы и в них налицо (см. рис. 4, а, в, д, е).

В последние годы стала пополняться статистика геохронологических данных по пластовым базитам. Существенно расширилось разнообразие методов и повысилась их точность – от ± 39 млн лет при определении K-Ar методом по биотиту, до $\pm 3-5$ млн лет $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ методом по амфиболом и до $\pm 0,7$ млн лет – U-Pb методом по циркону. Возраст силлов в Ширинском районе укладывается

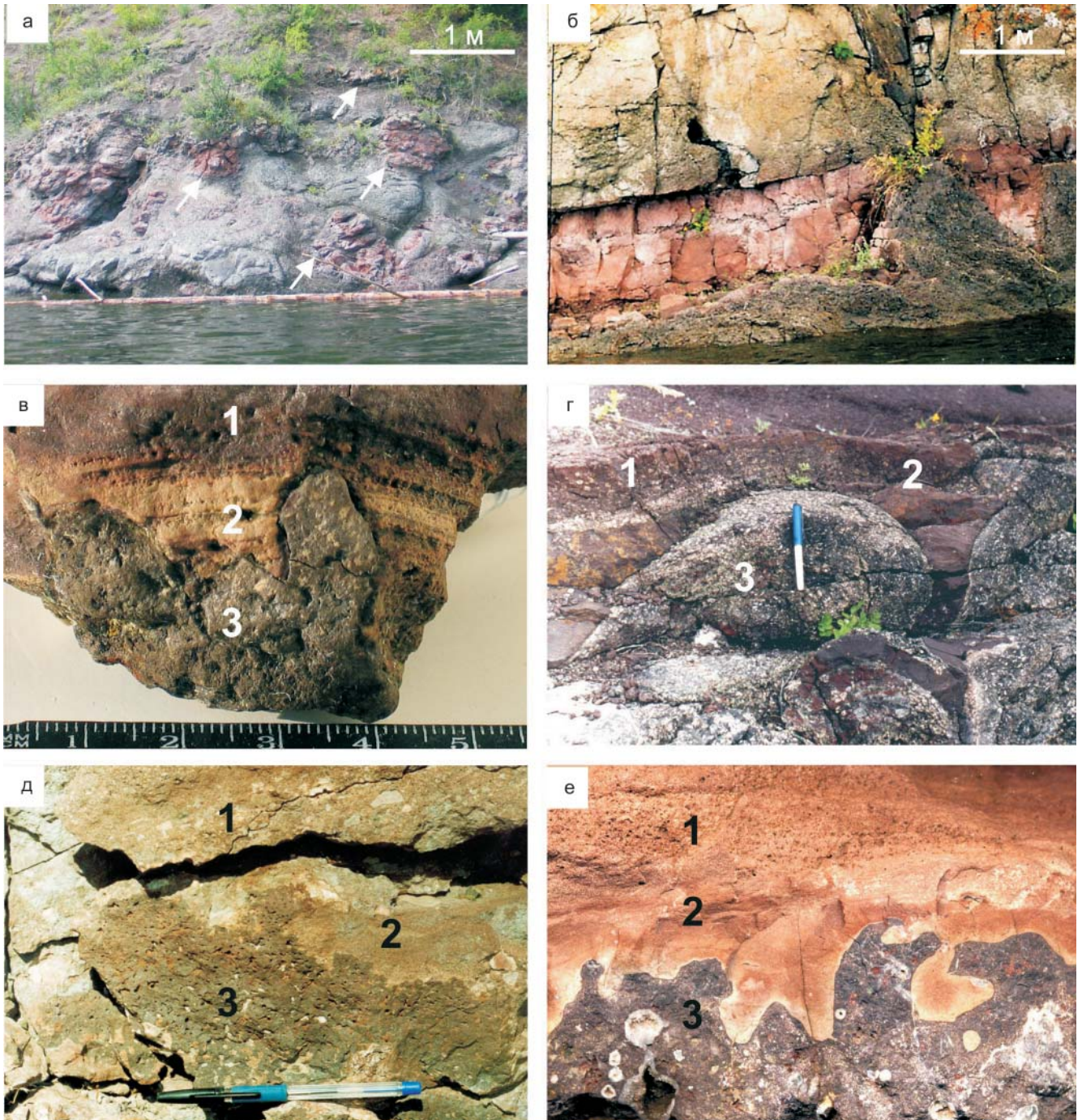


Рис. 4. Некоторые дивергентные признаки малоглубинных силлов

а – крупные аллохтонные ксенолиты терригенных пород внутри долеритового силла, показаны стрелками (Сисимский залив);

б – автохтонные ксенолитовые блоки (центральная часть Красноярского водохранилища, левый борт);

в – инъецирование долеритом пород кровли без нарушения их слоистой текстуры: 1 – мелкозернистый песчаник, 2 – алевролит, 3 – долерит (Сисимский залив);

г – валикоподобные текстуры крупнолейстовых долеритов (лабрадоровых порфиритов) в верхнем эндоконтакте силла: 1 – гравелит, 2 – песчаник, 3 – долерит (Коксинский залив);

д – сложная конфигурация контакта базальт-долеритового силла: 1 – туфогравелит, 2 – туфопесчаник, 3 – базальт (Сисимский залив);

е – характер верхнего контакта базальта с миндалекаменно-пузыристой текстурой: 1 – песчаник, 2 – алевролит, 3 – базальт (Сисимский залив)

в пределы 383–395 млн лет [22]. Тем не менее с получением новых геохронологических данных при создании карт нового поколения возникли проблемы, связанные с отнесением огромных площадей имирской свиты к ордовика, что воспринимается

нами как недостаточно взвешенное и амбициозное увлечение новой идеей. По-видимому, процесс перевода девонских отложений в ордовикские зашел неоправданно далеко, на что не могли не обратить своего внимания исследователи, стоявшие у исто-



ков этой идеи [15]. Более того, известны районы, где ордовикские даты противоречат геологическим данным, основанным на наличии ископаемой флоры раннего девона в «условно ордовикских» образованиях быскарской серии [10]. Следует принять во внимание также и то, что подобное удревнение вулканогенных пород делает разницу в возрасте с базитовыми силлами более ощутимой, усиливая тем самым «силловую» парадигму.

Таким образом, становится очевидным, что уже нельзя не замечать или тем более игнорировать широкое развитие силлов в пределах Минусинского прогиба. Напротив, следует более внимательно относиться к изучению верхних контактов пластовых эффузивовидных базитовых тел с целью установления конкретных признаков однозначного их отнесения к соответствующей фации – излившейся или гипабиссальной.

Обсуждение результатов

Многолетнее и всестороннее изучение быскарской серии в разных ее проявлениях позволило сформировать устойчивое мнение о ней как о сложном построенном литостратиграфическом подразделении, состоящем из трех компонентов – терригенного, вулканического и вулканогенного. Сочетание этих компонентов, меняющееся от разреза к разрезу не только по латерали, но и по вертикали, обусловило появление множества свит, типизированных нами на вещественной основе. При всеобщем признании ведущей роли осадочных и вулканокластических образований среднего и кислого (часто щелочно-кислого) составов в строении быскарской серии у многих исследователей возникали определенные сомнения по поводу уместности в этих сочетаниях базитовых вулканитов, поэтому в контексте возможного присутствия все чаще стали упоминаться силлы. Так, В. С. Мелешенко, всегда относивший базитовые тела к эффузивам, считал необходимым доказывать синхронность эффузивов и вмещающих их осадков независимо от занимаемого уровня в разрезах. При этом он допускал, что базитовые образования часто бывают моложе ассоциирующих с ними пород и слагают не только дайки и некки, но и силловые тела [13]. Однако и на этот раз геологическая общественность не придала такому выводу особого значения и все стратиграфические построения по-прежнему выполнялись в русле старых представлений. Поэтому во многих СФЗ геологи продолжали называть базитовые пластовые тела лавовыми потоками скорее по традиции, чем на основе обоснования дивергентными признаками. Не исключено, что одной из причин такого отношения были недостаточно корректные геологические разрезы, на которых описанные в тексте лавовые потоки изображались как интрузивные тела (рис. 5). И действительно, признание девонских силловых комплексов, например в Ширинском районе, стало реальностью только в начале 1980-х гг. Их значение

для практики геологических работ в Минусинском прогибе оказалось особенно важным при региональной корреляции нижнедевонских образований восточной части АСО [7, 17].

Впервые вопрос о широком развитии базитовых силлов в Минусинском прогибе был поднят Е. Э. Разумовской, М. М. Груниным и К. В. Ивановым в 1940-х гг., что вызвало жесткую критику со стороны И. В. Лучицкого, который, кстати сказать, в своей монографии назвал силлами четыре пластовых тела – два в северном борту оз. Шунет (Северо-Минусинская впадина) и два в Волчьей Пади (Сыдо-Ербинская впадина) [12]. Это оказалось весьма символическим, поскольку спустя некоторое время на примере большесырских тел была доказана несомненно силловая природа крупнопорфировых долеритов (лабрадоровых порфиритов), а также долеритов в районе г. Кузьме с предложением исключить их из состава соответствующих свит [5, 8]. С этого времени стало очевидным, что подобные тела априори называть лавовыми потоками уже нельзя. Данный вывод был подтвержден специальными исследованиями, позволившими перевести в силлы ряд базитовых тел, относившихся ранее к эффузивным палеопотокам [7, 11, 16, 20, 21].

При детальном изучении верхних контактовых зон у пластовых базитов (см. рис. 4) был доказан, в частности, инъекционный характер поведения базитовой магмы, что позволило уверенно считать ее более молодой по отношению к той магме, которая генерировала продукты пароксизмального магматизма среднего и кислого составов. Прямым следствием такого вывода является, во-первых, отсутствие в Минусинском прогибе вулканических серий, начинающихся с базальтов и долеритов, и, во-вторых, обоснование антидромной схемы раннедевонского магматизма. Исключение базальтоидов (считавшихся ранее эффузивами) из числа свитообразующих компонентов вносит принципиальные коррективы в традиционное представление о быскарской серии как существенно вулканическом образовании. Можно констатировать: постепенно приходит осознание того, что проблемы участия пластовых базитов в строении быскарской и ей подобных серий не могут быть решены на уровне их диагностики по признакам, доказательные и классификационные возможности которых до конца не определены. Дискуссию необходимо перевести в плоскость привлечения нового фактического материала. Причем для базитового магматизма эту проблему необходимо решать с помощью систем дивергентных признаков для силлов, с одной стороны, и лавовых потоков – с другой. В истории же континентального бассейнообразования инъекционный базитовый магматизм может рассматриваться как дополнительный (к терригенному и вулканическому) источник компенсационного материала [20].

Следует также обратить внимание на два важных следствия ошибочной диагностики фациаль-

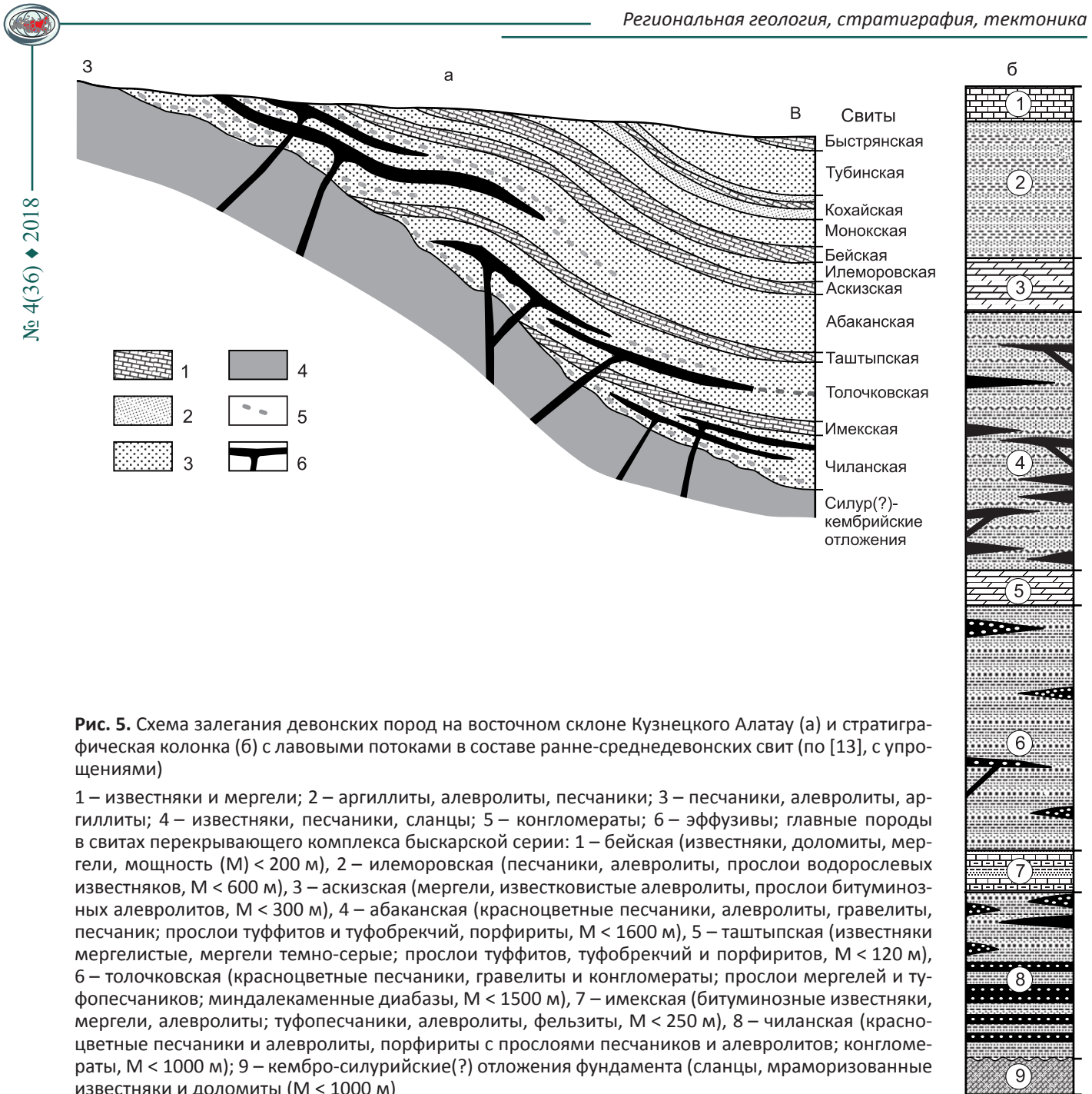


Рис. 5. Схема залегания девонских пород на восточном склоне Кузнецкого Алатау (а) и стратиграфическая колонка (б) с лавовыми потоками в составе ранне-среднедевонских свит (по [13], с упрощениями)

1 – известняки и мергели; 2 – аргиллиты, алевролиты, песчаники; 3 – песчаники, алевролиты, аргиллиты; 4 – известняки, песчаники, сланцы; 5 – конгломераты; 6 – эффузивы; главные породы в свитах перекрывающего комплекса быскарской серии: 1 – бейская (известняки, доломиты, мергели, мощность (М) < 200 м), 2 – илеморовская (песчаники, алевролиты, прослои водорослевых известняков, М < 600 м), 3 – аскизская (мергели, известковистые алевролиты, прослои битуминозных алевролитов, М < 300 м), 4 – абаканская (красноцветные песчаники, алевролиты, гравелиты, песчаники; прослои туффитов и туфобрекчий, порфириды, М < 1600 м), 5 – таштыпская (известняки мергелистые, мергели темно-серые; прослои туффитов, туфобрекчий и порфириды, М < 120 м), 6 – толочковская (красноцветные песчаники, гравелиты и конгломераты; прослои мергелей и туфопесчаников; миндалекаменные диабазы, М < 1500 м), 7 – имекская (битуминозные известняки, мергели, алевролиты; туфопесчаники, алевролиты, фельзиты, М < 250 м), 8 – чиланская (красноцветные песчаники и алевролиты, порфириды с прослоями песчаников и алевролитов; конгломераты, М < 1000 м); 9 – кембро-силурийские(?) отложения фундамента (сланцы, мраморизованные известняки и доломиты (М < 1000 м)

ной принадлежности эффузивовидных базитовых пластовых тел, т. е. фактическую смену «эффузивной» парадигмы на «интрузивную», а гомодромной схемы магматизма – на антидромную. Первое следствие касается критического отношения к тем ранее выделявшимся вулканическим сериям, в которых базальты (долериты) считаются родоначальным членом, а второе – уменьшения мощности отложений в свитах с силлами на соответствующую величину. Наиболее уязвимы в этом отношении тонская, марченгашская и подобные им свиты, поскольку они оказываются невалидными. По этой же причине, быть может, следует уменьшить в объеме или вообще упразднить каменскую и тарланскую свиты в Балыксинской СФПЗ; тастрезенскую – в Уйбатской; полевостанскую – в Коксинской; сосновскую – в Джиримо-Амыльской; чинжильскую,

идринскую, сыдинскую – в Сыдо-Ербинской; тазольскую – в Саралинской; копьевскую – в одноименной СФПЗ [17]. Аналогичные базитовые тела, факультетный статус которых должен быть пересмотрен, имеются и в других свитах быскарской серии. Восстановление истинных соотношений магматогенных образований с терригенными и вулканогенными должно существенно повлиять на изменение представлений об объеме серии в целом. К сожалению, все это связано с новыми дополнительными, хотя и весьма важными исследованиями, требующими специальных ассигнований.

Выводы

1. Быскарская серия остается одним из ключевых литостратиграфических подразделений при средне- и мелкомасштабном изучении геологиче-



ского строения Минусинского прогиба и сопредельных регионов.

2. Раннедевонский магматизм Минусинского прогиба происходил по антидромной схеме, поэтому обоснование потенциальной металлогенической специализации вулканических серий, к родоначальным членам которой относились базальты, должно быть пересмотрено, так как в строении быскарской серии участвуют продукты главным образом пароксизмального вулканизма, сопряженного с континентальным седиментогенезом молассоидного характера.

3. Изменение фациального статуса базитовых пластовых магматитов позволяет именовать магматизм инъекционным внутривулкановым, а быскарскую серию рассматривать как полигенное подразделение существенно вулканогенно-терригенного состава.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Ананьев А. Р., Захарова Т. В.** К вопросу о систематике, филогении и стратиграфическом значении девонских растений Сибири // *Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири.* – Томск: ТПУ, 1992. – С. 3–10.
2. **Возраст** заложения Минусинских впадин (Южная Сибирь) / Г. А. Бабин, А. Г. Владимиров, Н. Н. Крук и др. // *Докл. РАН.* – 2004. – Т. 395, № 3. – С. 367–370.
3. **Вологдин А. Г.** Тубино-Сисимский район. Отчет о геологических исследованиях 1924–1928 гг. // *Тр. Всесоюзного геолого-разведочного объединения НКТП СССР.* – 1932. – Вып. 198. – 182 с.
4. **Дубатолов В. Н., Краснов В. И.** Палеоландшафты азиатской части России в среднем палеозое. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2011. – 167 с.
5. **Краснов В. И.** Некоторые новые представления о красноцветном девоне Минусинского прогиба // *Материалы по региональной геологии Сибири.* – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1968. – С. 83–97.
6. **Краснов В. И.** О нижнем девоне Южно-Минусинской котловины // *Докл. АН СССР.* – 1959. – Т. 128, № 6. – С. 1242–1244.
7. **Краснов В. И., Ратанов Л. С.** Корреляция раннедевонских осадочно-туфогенных образований Минусинского прогиба // *Стратиграфия и палеонтология Сибири.* – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. – С. 100–107.
8. **Краснов В. И., Ратанов Л. С.** О стратотипах матаракской и шунетской свит в Северо-Минусинской впадине // *Материалы по региональной геологии Сибири.* – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1974. – С. 82–89.
9. **Краснов В. И., Ратанов Л. С.** О строении девонского осадочно-вулканогенного комплекса в Минусинском прогибе // *Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири.* – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1974. – С. 88–92. – (Тр. СНИИГГиМС; вып. 146).
10. **Краснов В. И., Ратанов Л. С.** Проблемы возраста и генезиса магматогенных образований прибортовых разрезов Минусинского прогиба // *Региональная геология. Стратиграфия и палеонтология Сибири.* – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2009. – С. 119–123.
11. **Краснов В. И., Федосеев Г. С.** Быскарская серия Минусинского прогиба: современная интерпретация (к совершенствованию легенды Госгеолкарты-200 и 1000) // *Стратиграфия и палеонтология Сибири.* – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. – С. 93–99.
12. **Лучицкий И. В.** Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 276 с.
13. **Мелещенко В. С.** О некоторых вопросах стратиграфии девонских отложений Минусинской котловины // *Палеонтология и стратиграфия.* – М.: Госгеолтехиздат, 1953. – С. 90–100.
14. **Основные** особенности девонского вулканизма центральной части Алтае-Саянской складчатой области / В. П. Парначев, Н. А. Макаренко, А. И. Родыгин, А. Н. Смагин // *Вопросы геологии Сибири.* Вып. 2. – Томск: Изд-во ТГУ, 1994. – С. 220–236.
15. **Перфилова О. Ю., Махлаев М. Л., Сидорас С. Д.** Ордовикская вулканоплутоническая ассоциация в структурах горного обрамления Минусинских впадин // *Литосфера.* – 2004. – № 3. – С. 137–152.
16. **Пешехонов Л. В.** Петрохимические особенности долеритов силлового комплекса западной окраины Северо-Минусинского прогиба // *Палеовулканические реконструкции палеозоя Сибири.* – Новосибирск: ИГГ СО РАН СССР, 1988. – С. 98–112.
17. **Региональная** стратиграфическая схема девонских отложений восточной части Алтае-Саянской области / В. И. Краснов, Л. Г. Перегоедов, Л. С. Ратанов, Г. С. Федосеев // *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири.* – 2018. – № 7с. – С. 54–101.
18. **Рублев А. Г., Шаргина Ю. П.** Ордовикский магматизм Восточного Саяна, Минусы и Кузнецкого Алатау // *Геология и полезные ископаемые Красноярского края.* – Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 1996. – С. 58–63.
19. **Стратиграфия** палеозойских отложений Минусинской котловины и ее горного обрамления / Я. Г. Кац, Б. Н. Красильников, А. А. Моссаковский и др. // *Материалы по региональной геологии и геоморфологии складчатых областей Сибири и Средней Азии.* – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – С. 99–149. – (Тр. ВАГТ; вып. 4).
20. **Федосеев Г. С.** Особенности базитового магматизма в континентальных осадочных бассейнах: силлообразование и силлогенез (на примере Минусинского прогиба) // *Петрология магматических и метаморфических формаций.* Вып. 8. – Томск: Изд-во ЦНТИ, 2016. – С. 356–364.
21. **Федосеев Г. С., Краснов В. И., Ратанов Л. С.** Интрузивные комплексы в быскарской осадочно-вул-



каногенной серии Минусинского межгорного прогиба // Формационный анализ в геологических исследованиях. – Томск: Изд-во ТГУ, 2002. – С. 106–108.

22. Федосеев Г. С., Ратанов Л. С., Травин А. В. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование силловых комплексов и вулканитов Минусинского межгорного прогиба (Западная Сибирь) // Матер. 11-й Всерос. конф. по изотопной хронологии. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. – С. 518–521.

23. Шнейдер Е. А., Зубкус Б. П. Стратиграфия ниже-среднедевонских отложений Северо-Минусинской и Сыдо-Ербинской впадин // Материалы по геологии Красноярского края. Вып. 3. – Красноярск: Кн. изд-во, 1962. – С. 4–56.

REFERENCES

1. Ananyev A.R., Zakharova T.V. [To the matter of systematics, phylogeny and stratigraphical significance of Devonian plants of Siberia]. *Materialy po paleontologii i stratigrafii Zapadnoy Sibiri* [Proceedings on paleontology and stratigraphy of West Siberia]. Tomsk, TPU Publ., 1992, pp. 3–10. (In Russ.).

2. Babin G.A., Vladimirov A.G., Kruk N.N., et al. [Age of laying of the Minusa depression]. *Doklady RAN – Proceedings of the RAS*, 2004, vol. 395, no. 3, pp. 367–370. (In Russ.).

3. Vologdin A.G. [Tuba-Sisim region. Report on geological investigations in 1924–1928]. *Trudy Vses. geol.-razv.ob"edineniya NKTP SSSR* [Proc. of All-Union Geological Prospecting Association of PCHI of USSR], 1932, issue 198. 182 p. (In Russ.).

4. Dubatolov V.N., Krasnov V.I. *Paleolandshafty aziatskoy chastei Rossii v srednem paleozoe* [Paleolandscapes of the Asian part of Russia in the Middle Paleozoic]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 2011. 167 p. (In Russ.).

5. Krasnov V.I. [Some new concepts on the red-colored Devonian of the Minusa trough]. *Materialy po regional'noy geologii Sibiri* [Materials on the geology of Siberia]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 1968, pp. 83–97. (In Russ.).

6. Krasnov V.I. [On the Lower Devonian of the South-Minusa hollow]. *Doklady AN SSSR – Proceedings of the AS USSR*, 1959, vol. 128, no. 6, pp. 1242–1244. (In Russ.).

7. Krasnov V.I., Ratanov L.S. [Correlation of the Early-Devonian sedimentary-tufaceous formations of the Minusa trough]. *Stratigrafiya i paleontologiya Sibiri* [Stratigraphy and Paleontology of Siberia]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 2000, pp. 100–107. (In Russ.).

8. Krasnov V.I., Ratanov L.S. [On stratotypes of the Matarak and Shunet formations in the North-Minusa depression]. *Materialy po regional'noy geologii Sibiri* [Proceedings on the regional geology of Siberia]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 1974, pp. 82–89. (In Russ.).

9. Krasnov V.I., Ratanov L.S. [On a structure of volcanogenic-sedimentary complex in the Minusa trough]. *Materialy po stratigrafii i paleontologii Sibiri*. [Materials on stratigraphy and paleontology of Siberia]. Novosibirsk, SNIIGGiMS, 1972, pp. 88–92. (In Russ.).

10. Krasnov V.I., Ratanov L.S. [Problem of age and genesis of magmatogenic formations of near edge zone sections of the Minusa trough]. *Regional'naya geologiya. Stratigrafiya i paleontologiya Sibiri* [Regional Geology. Stratigraphy and Paleontology of Siberia]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 2009, pp. 119–123. (In Russ.).

11. Krasnov V.I., Fedoseev G.S. [The Byskarian Series of the Minusa trough: modern interpretation (to the improvement of the Gosgeolmap-200 and –1000 legend)]. *Stratigrafiya i paleontologiya Sibiri* [Stratigraphy and Paleontology of Siberia]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 2000, pp. 93–99. (In Russ.).

12. Luchitsky I.V. *Vulkanizm i tektonika devonskikh vpadin Minusinskogo mezhgornogo progiba* [Volcanism and tectonics of the Devonian depressions of the Minusa intermountain trough]. Moscow, USSR AS Publ., 1960. 276 p. (In Russ.).

13. Meleshchenko V.S. [On some questions of the Devonian deposits stratigraphy, Minusa hollow]. *Paleontologiya i stratigrafiya* [Paleontology and Stratigraphy]. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 1953, pp. 90–100. (In Russ.).

14. Parnachev V.P., Makarenko N.A., Rodygin A.I., Smagin A.N. [Main features of the Devonian volcanism in the central Altai-Sayan folded region]. *Voprosy geologii Sibiri* [Problems of the Siberian Geology]. Tomsk, TGU Publ., 1994, pp. 220–236. (In Russ.).

15. Perfilova O. Yu., Makhlaev M.L., Sidoras S.D. [Ordovician volcano-tectonic association in structures of mountain framing of the Minusa depressions]. *Litosfera – Lithosphere*, 2004, no. 3, pp. 137–152. (In Russ.).

16. Peshekhonov L.V. [Petrochemical particularities of the sill complex dolerites in the western margin of the North-Minusa trough]. *Paleovulkanicheskie rekonstruktsii paleozoya Sibiri* [Paleovolcanic reconstructions of the Paleozoic in Siberia]. Novosibirsk, IGG SB AS USSR Publ., 1988, pp. 98–112. (In Russ.).

17. Krasnov V.I., Peregoedov L.V., Ratanov L.S., Fedoseev G.S. [Regional stratigraphic chart for the Ordovician of the western Altai-Sayan folded region]. *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri – Geology and mineral resources of Siberia*, 2018, no. 7c, pp. 54–101. (In Russ.).

18. Rublev A.G., Shargina Yu.P. [Ordovician magmatism of the Eastern Sayan, Minusa and Kuznetsk Alatau]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Krasnoyarskoogo kraja* [Geology and mineral resources of the Krasnoyarsk Territory]. Krasnoyarsk, Krasnoyarskgeols'emka Publ., 1996, pp. 58–63. (In Russ.).

19. Kats Ya.G., Krasil'nikov B.N., Mossakovsky A.A., et al. [Stratigraphy of Paleozoic deposits of the Minusa hollow and its mountain framing]. *Materialy po regional'noy geologii i geomorfologii skladchatykh oblastey Sibiri i Sredney Azii* [Materials on regional geology and geomorphology of folded regions of Siberia and Middle Asia]. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 1958, pp. 99–149. (In Russ.).



20. Fedoseev G.S. [Particularities of basitic magmatism in continental sedimentary basins: sill formation and sill genesis (at the example of the Minusa trough)]. *Petrologiya magmaticheskikh i metamorficheskikh formatsiy* [Petrology of magmatic and metamorphic formations]. Tomsk, TsNTI Publ., 2016, issue 8, pp. 356–364. (In Russ.).

21. Fedoseev G.S., Krasnov V.I., Ratanov L.S. [Igneous complexes in the Byskarian volcanogenic-sedimentary series of the Minusa intermountain trough]. *Formatsionnyy analiz v geologicheskikh issledovaniyakh* [Formation analysis in geological studies]. Tomsk, University Publ., 2002, pp. 106–108. (In Russ.).

22. Fedoseev G.S., Ratanov L.S., Travin A.V. [$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of a sill complexes and volcanites at the Minusa intermountain depression (West Siberia)]. *Materialy 11 Vseros. konf. po izotopnoy khronologii* [Proc. on 11th All-Russian Conf. on isotopic chronology]. St. Petersburg, VSEGEI Publ., 2003, pp. 518–521. (In Russ.).

23. Shnaider E.A., Zubkus B.P. [Stratigraphy of the Lower-Middle Devonian sediments of the North-Minusa and Syda-Yerba depressions]. *Materialy po geologii Krasnoyarskogo kraya* [Proc. on geology of the Krasnoyarsk territory, issue 3]. Krasnoyarsk, 1962, pp. 4–56. (In Russ.).

© В. И. Краснов, Г. С. Федосеев, Л. С. Ратанов, 2018