

АКТУАЛИЗИРОВАННАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЧЕЛМСКО-САРАТОВСКОГО АВЛАКОГЕНА

© 2015 г. В. И. Сухоруков, С. В. Яцкевич, Ю. А. Писаренко

АО "Нижне-Волжский НИИ геологии и геофизики"

В современном структурном плане Пачелмско-Саратовский авлакоген охватывает значительную часть Рязано-Саратовского прогиба и южные склоны Жигулёвско-Оренбургского свода в границах площади распространения верхнепротерозойских образований [10]. На юго-востоке авлакогена развит наиболее полный в регионе разрез рифея, для которого разработана местная стратиграфическая схема, утвержденная в 1999 году решением Уфимского совещания МСК [24]. Она в основном базируется на данных, полученных до середины 70-х годов прошлого века [26, 17, 6, 8, 11, 12, 14, 13, 21, 18, 19, 20, 16, 28, 29], (Солонцов, 1963). После 40-летнего перерыва изучение рифейских отложений на юго-востоке Пачелмско-Саратовского авлакогена (Пензенская и Саратовская области) возобновлено АО «НВНИИГГ» в рамках темы «Разработка региональных стратиграфических схем нового поколения рифея, венда и нижней перми южной части Волго-Уральской НПП». На основе повторного анализа материалов ГИС и другой сохранившейся документации по скважинам, в том или ином объеме вскрывшим отложения рифея (более 200 скважин), были уточнены последовательность, корреляция и области распространения отдельных интервалов рифейского разреза. Кроме того, выделены две структурно-формационные зоны: Каверинская и Сердобско-Пугачёвская, протягивающиеся, соответственно, к северо-западу

и юго-востоку от Красноозерско-Веденяпинской (Пачелмской) группы скважин. Ранее, в близкой трактовке, И. Е. Постниковой [11] выделялись северо-западная и юго-восточная зоны.

В стратиграфической схеме рифейских отложений, утвержденной решением МСК для юго-восточной зоны Рязано-Саратовского (Пачелмско-Саратовского) авлакогена, присутствуют все три отдела рифея, подразделенные на серии и свиты [24]. Ниже приводится их краткая характеристика с учетом наших представлений и новых данных (рис. 1).

Нижний рифей

К нижнему рифею в рассматриваемом регионе отнесены красноцветные и пестроцветные терригенные образования, объединенные в каверинскую серию [24]. Не вдаваясь в дискуссию о корректности такого решения, отметим, что радиологического или палеонтологического обоснования возраста серии не имеется.

Каверинская серия впервые выделена Н. С. Шатским [26], но ее современное положение в рифейском разрезе, а также разделение на тырницкую и инкашскую свиты было предложено Л. Ф. Солонцовым и Е. М. Аксёновым [20]. По нашему мнению, отложения серии в Каверинской и Сердобско-Пугачёвской структурно-формационных зонах, при большом сходстве литологического состава, отличаются строением разреза и формационной принадлежностью. В

ГЕОЛОГИЯ

ЭОНОТЭМА	ЭРАТЭМА	ВОЗРАСТ РУБЕЖЕЙ (млн лет)	ГОРИЗОНТ	ПАЧЕЛМСКО-САРАТОВСКИЙ АВЛАКОГЕН	СЕРОВОДСКО-АБДУЛЛИНСКИЙ АВЛАКОГЕН	КАМСКО-БЕЛЬСКИЙ АВЛАКОГЕН	ЮЖНЫЙ УРАЛ
Ф	ВЕРХНИЙ (КАРТАВИЙ)	840±25	КИПЧАКСКИЙ	КАРПОВСКАЯ	АБДУЛЛИНСКАЯ	КАРАТУСКАЯ	КИПЧАКСКИЙ
				СОМОВСКАЯ	СОЛОНОВСКИНСКАЯ	СЕРАФИМОВСКАЯ	КИПЧАКСКИЙ
				ТАНГАУРСКИЙ	ПЕРЕСЫПКИНСКАЯ	АБДУЛЛИНСКАЯ	ТАНГАУРСКИЙ
				ТАНГАУРСКИЙ	ПЕЧЕЛМСКАЯ	СЕРАФИМОВСКАЯ	ТАНГАУРСКИЙ
				ТАНГАУРСКИЙ	ПАЧЕЛМСКАЯ	СЕРАФИМОВСКАЯ	ТАНГАУРСКИЙ
				ТАНГАУРСКИЙ	ПАЧЕЛМСКАЯ	СЕРАФИМОВСКАЯ	ТАНГАУРСКИЙ
				ТАНГАУРСКИЙ	ПАЧЕЛМСКАЯ	СЕРАФИМОВСКАЯ	ТАНГАУРСКИЙ
				ТАНГАУРСКИЙ	ПАЧЕЛМСКАЯ	СЕРАФИМОВСКАЯ	ТАНГАУРСКИЙ
				ТАНГАУРСКИЙ	ПАЧЕЛМСКАЯ	СЕРАФИМОВСКАЯ	ТАНГАУРСКИЙ
				ТАНГАУРСКИЙ	ПАЧЕЛМСКАЯ	СЕРАФИМОВСКАЯ	ТАНГАУРСКИЙ
Р	СРЕДНИЙ (БОРМАТИНЬ)	1030±50	КИПЧАКСКИЙ	СОКОЛОВОГОРСКАЯ СВИТА до 1023 м	АБДУЛЛИНСКАЯ	ЛЕОНИДОВСКАЯ СВИТА	КИПЧАКСКИЙ
				ЦНИНСКАЯ СВИТА до 380 м	СЕРАФИМОВСКАЯ	ОЛЬХОВСКАЯ СВИТА 45-105 м	КИПЧАКСКИЙ
				РТИЩЕВСКАЯ СВИТА до 725 м	СЕРАФИМОВСКАЯ	ОЛЬХОВСКАЯ СВИТА 849 м	КИПЧАКСКИЙ
				КИПЧАКСКИЙ	СЕРАФИМОВСКАЯ	ОЛЬХОВСКАЯ СВИТА 849 м	КИПЧАКСКИЙ
				КИПЧАКСКИЙ	СЕРАФИМОВСКАЯ	ОЛЬХОВСКАЯ СВИТА 849 м	КИПЧАКСКИЙ
				КИПЧАКСКИЙ	СЕРАФИМОВСКАЯ	ОЛЬХОВСКАЯ СВИТА 849 м	КИПЧАКСКИЙ
				КИПЧАКСКИЙ	СЕРАФИМОВСКАЯ	ОЛЬХОВСКАЯ СВИТА 849 м	КИПЧАКСКИЙ
				КИПЧАКСКИЙ	СЕРАФИМОВСКАЯ	ОЛЬХОВСКАЯ СВИТА 849 м	КИПЧАКСКИЙ
				КИПЧАКСКИЙ	СЕРАФИМОВСКАЯ	ОЛЬХОВСКАЯ СВИТА 849 м	КИПЧАКСКИЙ
				КИПЧАКСКИЙ	СЕРАФИМОВСКАЯ	ОЛЬХОВСКАЯ СВИТА 849 м	КИПЧАКСКИЙ
НИЖНИЙ (БУРЗЯНСКИЙ)	1650±50	КАВРЯНСКАЯ	ТИРНИЦКАЯ СВИТА до 474 м	КИПЧАКСКИЙ	КАБАКОВСКАЯ СВИТА 90 м	БУРЗЯНСКАЯ	КИПЧАКСКИЙ
			ИНКАШСКАЯ СВИТА до 501 м	КИПЧАКСКИЙ	КАБАКОВСКАЯ СВИТА 90 м	КИПЧАКСКИЙ	
			КАВРЯНСКАЯ	КИПЧАКСКИЙ	КАБАКОВСКАЯ СВИТА 90 м	КИПЧАКСКИЙ	
			КАВРЯНСКАЯ	КИПЧАКСКИЙ	КАБАКОВСКАЯ СВИТА 90 м	КИПЧАКСКИЙ	
			КАВРЯНСКАЯ	КИПЧАКСКИЙ	КАБАКОВСКАЯ СВИТА 90 м	КИПЧАКСКИЙ	
			КАВРЯНСКАЯ	КИПЧАКСКИЙ	КАБАКОВСКАЯ СВИТА 90 м	КИПЧАКСКИЙ	
			КАВРЯНСКАЯ	КИПЧАКСКИЙ	КАБАКОВСКАЯ СВИТА 90 м	КИПЧАКСКИЙ	
			КАВРЯНСКАЯ	КИПЧАКСКИЙ	КАБАКОВСКАЯ СВИТА 90 м	КИПЧАКСКИЙ	
			КАВРЯНСКАЯ	КИПЧАКСКИЙ	КАБАКОВСКАЯ СВИТА 90 м	КИПЧАКСКИЙ	
			КАВРЯНСКАЯ	КИПЧАКСКИЙ	КАБАКОВСКАЯ СВИТА 90 м	КИПЧАКСКИЙ	

Рис. 1. Схема корреляции рифейных отложений Пачелмско-Саратовского авлакогена и смежных регионов

первой зоне они относятся, по мнению авторов и других исследователей [11, 7, 25], к красноцветной грубообломочно-песчано-гравийной континентальной формации, вторая зона является областью распространения двух типов формаций: пестроцветной грубообломочно-песчано-алевритовой континентально-морской и пестроцветно-сероцветной песчано-алевритовой морской, развитой только в Саратовском Заволжье (левобережье р. Волги). На этом основании область распространения тырницкой и инкашской свит ограничивается Каверинской структурно-формационной зоной, а для Сердобско-Пугачёвской зоны предлагается узаконить выделенную С. В. Яцкевичем [28] татищевскую свиту.

Тырницкая свита выделена Л. Ф. Солонцовым и др. [20] по скв.1 Сомовской в интервале 3233–3707 м и представлена красноцветными, реже пестроцветными песчаниками полевошпатово-кварцевого, иногда кварцевого состава с прослоями гравелитов и конгломератов. Свита с размывом и конгломератами в основании залегает на породах дорифейского кристаллического фундамента и согласно перекрывается инкашской свитой. Ее мощность в стратотипе – 474 м.

Инкашская свита выделена Л. Ф. Солонцовым и др. [20] по скв.1 Сомовской в интервале 2732–3233 м и сложена красноцветными разнозернистыми полевошпатово-кварцевыми, реже кварцевыми песчаниками с редкими прослоями гравелитов и аргиллитов. Ее мощность в стратотипе – 501 м.

Общая мощность каверинской серии в стратотипе составляет 975 м и является максимальной в пределах одноименной структурно-формационной зоны.

Татищевская свита распространена в Сердобско-Пугачёвской структурно-формационной зоне и выделена С. В. Яцкевичем [28] по скв.1 Татищевской в интервале

2282–2691 м, где она представлена только нижней половиной своего разреза. Свита с размывом залегает на дорифейском кристаллическом фундаменте, также с размывом и несогласием перекрывается отложениями среднего девона. Верхняя часть ее разреза (455 м) вскрыта в скв.1 Салтыковской, а в скв.3 Косолаповской получено почти полное пересечение свиты. По литологическим признакам татищевская свита подразделяется нами на две пачки.

Нижняя пачка (400–500 м) в основном сложена кварцитовидными песчаниками полевошпатово-кварцевого, реже кварцевого состава, коричнево-красными, иногда мясо-красными, густо-розовыми, розовыми и светло-розовыми, неравномерно зернистыми, массивными и неотчетливо слоистыми. Хорошо отсортированные мелко- и среднезернистые, иногда алевритистые, песчаники переслаиваются с разнозернистыми неотсортированными породами, в кластическом материале которых преобладают крупно-грубозернистые и гравийные фракции. Отмечаются редкие пакеты (2–10 м) тонкого чередования песчаных, глинистых, иногда слабо известковистых алевролитов и филлитизированных аргиллитов. Для алевролитов и аргиллитов характерны зеленовато-серые, буро-коричневые и пятнистые тона окраски.

В верхней пачке (500–600 м) преобладают аналогичные кварцитовидные песчаники с прослоями гравелитов, которые отличаются более светлой окраской, преимущественно розового, светло-розового и светло-серого цвета. Доля алевролитов и аргиллитов, особенно к кровле пачки, заметно уменьшается.

В составе кварцитовидных песчаников преобладают угловатые, разной степени окатанности зерна кварца и полевых шпатов. В незначительном количестве (1–2%) присутствуют обломки силицитов, микрокварцитов, гранитогнейсов, редкие листочки

хлоритизированного и гидротизированного биотита, а также примесь глинисто-слюдистых и рудных минералов, карбонатов и гидроокислов железа. Для пород характерно наличие регенерационно-кварцевых, микростилолитовых, конформных, иногда инкорпорационных микроструктур и перетолжение избытка кремнезема в межзерновые пространства. Зерна кварца несут следы интенсивного растворения и сдавливания, по микротрещинам отмечаются включения кристаллов апатита и аутигенного мусковита. Регенерационные каемки зачастую отделены от основного зерна пленкой вторичного гематита, образованного за счет эпигенетических преобразований гидроокислов железа.

Первичные контуры обломочных зерен большей частью уничтожены в процессе растворения под давлением, структура пород часто лепидогранобластовая. Минеральные новообразования представлены гематитом, серицитом, удлиненно-пластинчатой гидрослюдой, вторичным кварцем, каолинитом, кальцитом, пиритом, гипсом и ангидритом.

Породы, как правило, разбиты субвертикальными трещинами, заполненными карбонатами, сульфатами и сульфидами. Цемент в песчаниках сложный: кварцевый регенерационный, контактовый серицитовый и гидрослюдистый, поровый серицитово-гидрослюдисто-каолинитовый. Последний из них имеет пятнистое распределение в породе и встречается в прослоях, обогащенных полевыми шпатами, количество которых обычно составляет 10–15%, но иногда достигает 20–30%. Чаще всего они представлены свежими или полностью каолинизированными кристаллами микроклина, реже присутствует ортоклаз.

Максимальная вскрытая мощность татищевской свиты зафиксирована в скв.3 Косолаповской и составляет 1066 м, но, судя по глубине залегания в этом районе поверх-

ности кристаллического фундамента [15], может достигать 1200–1300 м (скв.3 Косолаповская, скв.2 Колышлейская, скв.1 Северо-Секретарская и др.).

Из уровня татищевской свиты в скв.1 Салтыковской Е. Ю. Голубковой [3] определены докембрийские акритархи *Leiosphaeridia* af. *L. iacutica* (Timofeev) emend. Mikh. et Jank., *L. tenuissima* Eis., *Leiosphaeridia* sp.

Вопрос о фациальных аналогах татищевской свиты в Каверинской структурно-формационной зоне является дискуссионным. Солонцовым Л. Ф. [21] и решением Киевского совещания МСК [9] она параллелизуется с ртищевской свитой сомовской серии, перекрывающей нижнерифейскую каверинскую серию. В то же время М. М. Алиев, С. Г. Морозов, И. Е. Постникова и др. [1] относят татищевскую свиту к нижнему рифею, сопоставляя ее по ряду признаков с тюрюшевской (ротковской) и боровской свитами Серноводско-Абдулинского авлакогена. По степени и характеру эпигенетических преобразований С. В. Яцкевич [28, 29] соотносил кварцитовидные песчаники татищевской свиты с иотнийскими образованиями Карелии, Юлово-Ишима и западного склона Южного Урала.

Анализ последовательности наложения, литолого-петрографического состава и формационной принадлежности толщи красноцветных грубообломочных пород, залегающей ниже аналогов верхнерифейского тангаурского горизонта (скв.1 Сомовская, скв.1 Каверинская, скв.1 Морсовская, скв.2 Сердобская, скв.2 Калышлейская и др.) или перекрытой в приподнятых блоках девонскими образованиями (скв.1 Татищевская, скв.11 Соколовогорская, скв.3 Косолаповская, скв.1 Салтыковская и др.), приводит нас к выводу о том, что татищевская свита отвечает объему каверинской серии и является фациальным аналогом тырницкой и инкашской свит. Не имея объективных данных для пересмотра возраста этих ли-

тостратиграфических подразделений, мы в соответствии с решениями МСК (2000) относим каверинскую серию, а следовательно и татищевскую свиту, к нижнему рифею.

Средний-верхний рифей

К условно расчлененным средне-верхне-рифейским отложениям в Пачелмско-Саратовском авлакогене решением Уфимского совещания МСК отнесены красноцветно-пестроцветные терригенные образования сомовской серии, завершающие в регионе, по данным предыдущих исследований, предтангаурский разрез рифея [24]. Такая возрастная интерпретация серии обусловлена отсутствием радиологических или палеонтологических датировок слагающих ее пород и, как следствие, необоснованностью границы среднего и верхнего рифея. При этом дискуссионным является также и вопрос о выделении на востоке Русской плиты среднерифейских отложений [24].

Сомовская серия впервые была описана И. В. Постниковой [12] в районе г. Сердобска в качестве песчаниковой и песчаниково-гравелитовой толщ, выделенных позднее [14] под названиями ртищевской и цнинской свит, объединенных Л. Ф. Солонцовым, Е. М. Аксёновым и др. [20] в серию.

По нашему мнению, ртищевская и цнинская свиты являются литологическим выражением красноцветной песчано-гравийной континентальной формации и распространены в пределах Каверинской структурно-формационной зоны. Для Сердобско-Пугачёвской зоны следует «реанимировать» выделенную С. В. Яцкевичем [28] соколовогорскую свиту, которой отвечают три типа формаций: существенно красноцветная песчано-глинисто-алевритово-гравийная субконтинентальная (Пензенская область и правобережная часть Саратовской области), пестроцветная глинисто-алевритово-песчано-гравийная континентально-морская (долина р. Волги) и преимущест-

венно сероцветная песчано-глинисто-алевритовая морская (Саратовское Заволжье).

Ртищевская свита выделена И. Е. Постниковой [14], а ее стратотип описан Л. Ф. Солонцовым и др. [20] по скв.1 Сомовской в интервале 2007–2732 м. Она с размывом залегает на породах каверинской серии и представлена песчаниками красно-коричневыми, розовато- и светло-серыми, полевошпатово-кварцевыми, в верхней части преимущественно кварцевыми, разномелко- и среднезернистыми. Отмечаются редкие маломощные слойки гравелитов, алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты в стратотипе – 725 м.

Цнинская свита выделена И. Е. Постниковой [14], а ее стратотип описан Л. Ф. Солонцовым и др. [20] по скв.1 Сомовской в интервале 1628–2007 м, где она сложена песчаниками фиолетово-, коричнево- и светло-серыми, полевошпатово-кварцевыми, разномелко-зернистыми, иногда алевритистыми, с прослоями и линзами гравелитов. Мощность цнинской свиты в стратотипе составляет 379 м, а всей сомовской серии достигает 1104 м и является максимальной для Каверинской структурно-формационной зоны.

Вопрос о возрасте сомовской серии в объеме ртищевской и цнинской свит трактуется неоднозначно. Солонцовым Л. Ф. [21] и решением Киевского совещания МСК [9] она в полном объеме отнесена к верхнему рифею. В то же время М. М. Алиев и др. [1] считали верхнерифейской только цнинскую свиту, а ртищевскую относили к среднему рифею. Уфимским совещанием МСК принято решение о проведении условной границы между средним и верхним рифеем в подошве верхней пачки (до 480 м) существенно кварцевых песчаников ртищевской свиты, на основании того, что эти песчаники можно «в значительной степени условно сопоставить... с леонидовской свитой верх-

него рифея» Камско-Бельского и Серноводско-Абдулинского авлакогенов [24].

Соколовогорская свита распространена в Сердобско-Пугачёвской структурно-формационной зоне и выделена С.В. Яцкевичем [28] по скв.11 Соколовогорской в интервале 2040–2751 м, где она представлена большей частью своего разреза (711 м) и с несогласием перекрывается отложениями среднего девона. Ее нижняя граница не вскрыта. Полное и лучшее пересечение соколовогорской свиты получено в скв.1 Салтыковской (интервал 1560–2540 м), пробуренной вблизи центральной части Ртищевско-Баландинского прогиба. В этом разрезе соколовогорская свита подразделена нами на три пачки.

Нижняя пачка (340 м) сменяет по разрезу татищевскую свиту нижнего рифея, вскрытая мощность которой составляет здесь 455 м, а по графическим построениям, относительно поверхности кристаллического фундамента [15], оценивается в 600–700 м. В составе пачки преобладают песчаники полевошпатово-кварцевые, розовато-светло-серые, розовые, буровато-розовые и буро-красные, мелко- и среднезернистые, иногда алевритистые, разномерные и гравелитистые, в отдельных маломощных прослоях переходящие в рыхлосцементированные гравелиты. Породы массивные, горизонтально-, наклонно- и косослоистые. Слоистость подчеркивается неравномерным распределением гидроокислов железа, некоторой дифференциацией кластического материала по гранулометрическому составу, а иногда наличием слойков (2–3 мм), обогащенных красно-буром глинисто-гематитовым веществом или выполненных красно-коричневыми слюдястыми аргиллитами. В подчиненном количестве находятся буровато-розовые кварцитовидные песчаники существенно кварцевого состава, иногда переходящие в зеленовато- и розовато-серые алевролиты и характеризующиеся

теми же структурно-текстурными особенностями, что и полевошпатово-кварцевые разности. По всему разрезу пачки присутствуют пакеты (2–10 м) тонкого переслаивания кварцевых алевролитов, алевритистых песчаников и филлитизированных аргиллитов, составляющие около 20–25 % от ее объема. Аргиллиты имеют пятнистую зеленовато-коричневую окраску и в разной степени карбонатизированы.

В петрографических шлифах полевошпатово-кварцевые песчаники представлены неравномерно зернистыми породами с разной степенью отсортированности кластического материала, в составе которого преобладают угловатые и неоднородной окатанности обломочные зерна кварца (60–80 %) и полевых шпатов (от 10–15 % до 30 % к подошве пачки). Кроме того, в количестве 1–3 % присутствуют обломки силицитов, микрокварцитов, гранитогнейсов, гематита и лейкоксенизированного ильменита. Соотношение кластического материала по размерам колеблется в различных прослоях в очень широких пределах и составляет по фракциям: 0,01–0,1 мм – 1–15 %; 0,1–0,25 мм – 5–25 %; 0,25–1,0 мм – 15–45 %; 1–3 мм – 1–10 % и 3–10 мм – 1–5 %. Доля гравийной фракции возрастает к подошве пачки. Кварцевые зерна имеют изрезанные контуры и нередко окружены корродированной каемкой регенерационного кварца. Наиболее интенсивной коррозии подвержены обломки кварца алевритовой или мелкозернистой размерности с кварцитовидной микроструктурой, полевые шпаты (микроклин, иногда ортоклаз) разной степени выветрелости. Встречаются зерна микроклина с идиоморфными очертаниями, обычно чистые, с четко выраженным двойникованием, но нередко они нацело серицитизированы, гидрослюдизированы и замещены каолинит-диккитовым агрегатом. Часто полевые шпаты пелитизированы и окрашены в бурый цвет гидроокислами железа. Неко-

торые зерна кварца и микроклина разбиты пересекающимися микротрещинами, которые заполнены гидрослюдами, серицитом и гематитом. Нередко они покрыты пленками гидроокислов железа, которые также встречаются в виде тончешуйчатых скоплений и землистых агрегатов, неравномерно распределенных в породе. В небольшом количестве присутствуют деформированные пластинки хлоритизированного, ожелезненного и гидротизированного биотита. Цемент в песчаниках сложный: регенерационный кварцевый (преобладает), реже пленочный гидрослюдистый и гематитовый, часто (15–20%) поровый каолинит-гидрослюдистый и каолинит-диккитовый. В гравелитах цементом иногда служит песчано-алевритовый материал. Ближе к подошве пачки отмечаются прослойки песчаников с пятнисто-распределенным доломитовым и гипсово-ангидритовым цементом порового и пойкилитового типов.

Существенно кварцевые песчаники и алевролиты отличаются от вышеохарактеризованных лишь размерностью и лучшей сортированностью обломочного материала и уменьшением в нем количества полевых шпатов до 1–2%. Аргиллиты представлены пятнисто-окрашенными филлитизированными слюдисто-глинистыми слабо кремненными породами. Они неравномерно обогащены гидроокислами железа и обладают оптически ориентированным строением основной массы. В качестве примеси в них встречаются алевритовые зерна кварца и полевых шпатов, пластинки гидрослюды и хлоритизированного биотита. В отдельных прослоях породы карбонатизированы, количество кальцита и доломита меняется в широких пределах, достигая иногда 15–20% от основной массы.

В средней пачке соколовогорской свиты (320 м) преобладают кварцитовидные песчаники существенно кварцевого состава, розовые, буро-красные, светло-розовато-

зеленовато-серые, преимущественно мелко- и среднезернистые, прослоями крупнозернистые и гравелитистые, переходящие в отдельных слоях (до 5 мм) в гравелиты и песчанистые алевролиты. Порода плотные, массивные, иногда горизонтально- и наклонно-слоистые, реже косослоистые. Слоистость подчеркивается неравномерным распределением гидроокислов железа, количество которых влияет на тональность окраски, наличием прослоек (до 3–5 мм) буро-коричневых филлитизированных аргиллитов и некоторой дифференциацией кластического материала по крупности. В меньшем количестве присутствуют песчаники полевошпатово-кварцевые, буроватозеленые и пятнисто-осветленные, в основном мелкозернистые и слабо алевритистые, массивные и наклонно-слоистые, при сдавливании рассыпаются в песок. Примерно 10–15% от объема пачки представлено пакетами переслаивания мелкозернистых и алевритистых кварцевых песчаников и кварцитовидных алевролитов, среди которых иногда отмечаются прослойки аргиллитов.

В петрографических шлифах существенно кварцевые песчаники характеризуются кварцитовидной микроструктурой. Кластический материал, в основном, представлен обломочными зернами кварца с преобладанием фракции 0,1–0,25 мм. На долю фракции 0,25–1,0 мм приходится не более 10–15%, а количество зерен гравийной размерности (1–3 мм) не превышает 2%. В незначительном количестве (до 1–2%) присутствуют обломки микрокварцитов, гранитогнейсов и полевых шпатов – микроклина и реже – ортоклаза. Кроме того, в составе пород принимают участие окислы железа (гематит), в разной степени измененный биотит, а также деформированные пластинки мусковита с многочисленными скоплениями на плоскостях спайности чешуек гематита и удлиненных кристаллов рути-

ла. Зерна кварца округлые, эллипсоидные и угловато-окатанные, реже угловатые. На многих из них четко выражена «железистая рубашка», выполненная мельчайшими чешуйками гематита. Большинство зерен имеют вторичные (эпигенетические) контуры, вследствие их неравномерного растворения на стыках и интенсивной коррозии цементирующей массой. Они, как правило, характеризуются волнистым и мозаичным погасанием, наличием каемок вторичного кварцевого обрастания и сложными контактами. Цемент песчаников регенерационный кварцевый, реже пленочный гидрослюдистый, участками поровый каолинит-гидрослюдистый и каолинит-диккитовый. Кварцитовидные алевролиты отличаются лишь размерностью кластического материала, доля песчаной фракции в котором составляет 15–20%.

Полевошпатово-кварцевые песчаники характеризуются относительно хорошей сортированностью обломочного материала, размерность которого колеблется от 0,15 мм до 0,2–0,3 мм. В его составе преобладают (80–85%) угловато-окатанные, округлые и овальные, изредка угловатые зерна кварца. Их поверхность, как правило, изрезанная и волнистая. За редким исключением вторичное кварцевое обрастание отсутствует. Кварцевые зерна чистые, и лишь на некоторых из них отмечают «железные рубашки» и регенерационные каемки. Контакты зерен точечные, прямые, выпукло-вогнутые и микростилолитовые, в интерстициях нередко присутствуют пленочные выделения гидрослюды. Спорадически наблюдаются деформированные и расщепленные на концах пластинки хлоритизированного и гидротизированного биотита, а также неправильной формы включения лейкоксена, выполняющего поры. Наряду с кварцем в кластическом материале песчаников отмечаются обломки микрокварцитов и гранитогнейсов (до 2–3%), а также полевых шпатов

(10–15%), представленных микроклином, реже ортоклазом. Микроклин, в основном, свежий и лишь иногда каолинизирован и гидрослюдизирован. Цемент (5–7%) контактовый, пленочный, гидрослюдистый и поровый каолинит-гидрослюдистый, пятнисто-распределенный.

Верхняя пачка соколовогорской свиты (320 м) сложена в основном песчаниками кварцевыми (кварцитовидными), розовыми, светло-розовыми и буровато-серыми, преимущественно разнозернистыми (от среднезернистых до гравелитистых), массивными и неотчетливо слоистыми за счет концентрации в отдельных слоях (3–7 мм) кластического материала гравийной размерности. Наряду с ними, в меньшем количестве, присутствуют мелкозернистые и алевритистые полевошпатово-кварцевые разности, которые в мелких кусочках растираются до порошка. По плоскостям наложения отмечаются корки (до 5 мм) буровато-коричневых слюдисто-кремнисто-глинистых феллитизированных аргиллитов.

В петрографических шлифах разнозернистые кварцевые песчаники характеризуются кварцитовидной микроструктурой и на 95–97% сложены обломочными зернами кварца (0,5–7 мм) разной степени окатанности. Кроме кварца в составе кластического материала в незначительном количестве (1–2%) присутствуют обломки силицитов, микрокварцитов, гранитогнейсов и полевых шпатов, почти нацело замещенных каолинит-диккитовым агрегатом. Сочленения кварцевых зерен сложные: пилообразные (микростилолитовые), выпукло-вогнутые, инкорпорационные, иногда прямые или тангенциальные. Отмечаются реликты каемок вторичного кварцевого обрастания. Многие зерна кварца трещиноватые, отдельные микротрещины выполнены гематитом. В интерстициях зерен иногда наблюдаются пленки пирита, а вокруг них – гидроокислы железа. Цемент в кварцитовидных песчани-

ках регенерационный кварцевый, а иногда поровый каолинит-диккитовый. Он интенсивно корродирует кварцевые зерна, и между ними появляются гидрослюды или серицит – продукты изменения каолинита при высоком давлении. Мелкозернистые и алевритистые разности песчаников отличаются лучшей сортированностью и окатанностью кластического материала и увеличением в нем доли каолинизированных полевых шпатов до 5–10%.

Мощность соколовогорской свиты в этом разрезе составляет 980 м. В другом полном пересечении, полученном в скв.2 Колышлейской (интервал 1347–2370 м), пробуренной в юго-восточной части Чембарско-Петровского прогиба, ее мощность достигает 1023 м, а строение разреза и литологический состав близки к охарактеризованному по скв.1 Салтыковской. Здесь также выделяются нижняя (~ 420 м), средняя (~ 400 м) и верхняя (~ 300 м) пачки, заключенные между красноцветными кварцитовидными песчаниками татищевской свиты и глауконитовыми песчаниками верхнерифейского тангаурского горизонта (пересыпкинская серия). Обе границы несогласные. В стратотипе соколовогорской свиты (скв.11 Соколовогорская) неполностью вскрыта нижняя пачка (~ 550 м) и пересечены остатки средней (~ 160 м), а верхняя часть разреза уничтожена неоднократными размывами. Из уровня свиты в скв.9 Квасниковской Голубковой Е. Ю. [3] определены докембрийские нитчатые водоросли *Syphonophycus* sp.

Положение соколовогорской свиты в рифейском разрезе, как и ее корреляция с отложениями сомовской серии Каверинской структурно-формационной зоны (ртищевской и цнинской свитами) трактуется неоднозначно. Яцкевич С. В. [28, 29] относил соколовогорскую свиту к среднему – верхнему рифею; И. Е. Постникова [14], М. М. Алиев и др. [1] считали ее аналогом среднерифейской (?) ртищевской свиты;

Л. Ф. Солонцовым [20, 21] и решением Киевского совещания МСК [9] она соотносилась с верхнерифейской цнинской свитой. В стратиграфической схеме рифейских отложений, принятой по итогам Уфимского совещания МСК, соколовогорская свита (как и татищевская) не получила признания [24].

Эти противоречия, по нашему мнению, обусловлены тем, что изначально ртищевская, цнинская и соколовогорская свиты были выделены в неполных разрезах, относимых к сомовской серии, корреляция отдельных частей которой в различных структурно-формационных зонах базировалась только на представлениях авторов о полноте объема и последовательности рифейских отложений в тех или иных структурах. Сравнивая полные разрезы сомовской серии и соколовогорской свиты, вскрытые скв.1 Сомовской (Каверинская зона), скв.1 Салтыковской и скв.2 Колышлейской (Сердобско-Пугачёвская зона), мы приходим к выводу о том, что по своим литолого-петрографическим параметрам они являются фациальными аналогами. При этом нижняя и средняя пачки салтыковского разреза соколовогорской свиты (скв.1 Салтыковская) отвечают ртищевской свите стратотипа сомовской серии (скв.1 Сомовская), а верхняя пачка соотносится с цнинской свитой. Единственным отличием является некоторое увеличение в разрезах соколовогорской свиты Сердобско-Пугачёвской зоны доли глинисто-алевритовой составляющей, обусловленное, как было показано выше, принадлежностью к разным формационным типам.

Те же замечания справедливы и при корреляции сомовской серии с леонидовской свитой сопредельных регионов, верхнерифейский возраст которой обосновывается ее положением под охарактеризованной радиологическим и палеонтологическим методами приютовской свитой, а также сопо-

ставлением «с добедерышинской частью зильмердакской свиты» кипчакского горизонта Южного Урала [24]. При этом с леонидовской свитой параллелизуется только верхняя, существенно песчаниковая, пачка ртищевской свиты, а цнинская свита соотносится с приутовской.

Проведенный нами детальный анализ разреза соколовогорской свиты Сердобско-Пугачёвской структурно-формационной зоны, вскрытого скв.1 Салтыковской, показывает, что по своим литолого-петрографическим характеристикам и последовательности напластования он очень близок к наиболее полным разрезам леонидовской свиты, описанным М. М. Алиевым и др. [1]. На основании вышеизложенного мы считаем, что сомовская серия Каверинской структурно-формационной зоны (ртищевская и цнинская свиты), соколовогорская свита Сердобско-Пугачёвской зоны и леонидовская свита Серноводско-Абдулинского и Камско-Бельского авлакогенов являются фациальными аналогами и относятся к верхнему рифею (рис. 1).

Верхний рифей

К верхнему рифею, не вызывающему сомнений у большинства исследователей, в Пачелмско-Саратовском авлакогене с середины 70-х годов прошлого века относятся терригенно-карбонатные отложения пересыпкинской и пачелмской серий. Их положение в рифейской последовательности обосновывается К-Аг датировками глауконита, разрозненными определениями микрофитолитов и, в меньшей степени, микрофоссилий, а также корреляцией с региональными горизонтами типовых разрезов верхнего рифея западного склона Южного Урала [9, 24]. Каких-либо новых данных, позволяющих уточнить стратификацию верхнего рифея в рассматриваемом регионе, с тех времен не появлялось.

Наиболее широко верхнерифейские отложения развиты в Сердобско-Пугачёвской

структурно-формационной зоне на территории Пензенской и Саратовской областей. В рамках существующей темы, как отмечалось выше, нами были повторно изучены все сохранившиеся материалы по скважинам, вскрывшим те или иные уровни рифейского разреза. Часть скважин была отнесена в разряд типовых или опорных. Из них самыми представительными в верхнерифейском интервале разреза являются скважины 10 Пугачёвская и 3 Коптевская, пробуренные на левобережье р. Волги (Саратовское Заволжье) в пределах южного склона Жигулёвско-Оренбургского свода [10].

Параметрическая скв.10 Пугачёвская располагается в прибортовой зоне палеопрогиба, формированию которого, скорее всего, способствовало становление внутриконтинентального рифейского палеорифта [27]. Скважина была пробурена в 1957 году. Она вскрыла отложения, отнесенные позднее к пересыпкинской и пачелмской сериям верхнего рифея. Это единственная скважина в регионе, бурение которой сопровождалось сплошным отбором керна, почти в полном объеме сохраненного до наших дней усилиями литолога НВНИИГГ С. В. Яцкевича. В большинстве проб аргиллитов, отобранных нами по всему рифейскому разрезу, вскрытому скважиной, микрофитологом ИГГД (г. Санкт-Петербург) Е. Ю. Голубковой [3] впервые в непрерывной последовательности было установлено наличие многочисленных микрофоссилий, консолидирующихся в две верхнерифейские ассоциации (рис. 2). Ранее из этого разреза были известны только условно привязанные к карбонатным пачкам определения микрофитолитов [13, 16].

Поисковая скважина 3 Коптевская интересна тем, что пробурена в углубленной части вышеупомянутого палеопрогиба, где в результате компенсационной седиментации накопился самый мощный из известных в Пачелмско-Саратовском авлакогене

ГЕОЛОГИЯ

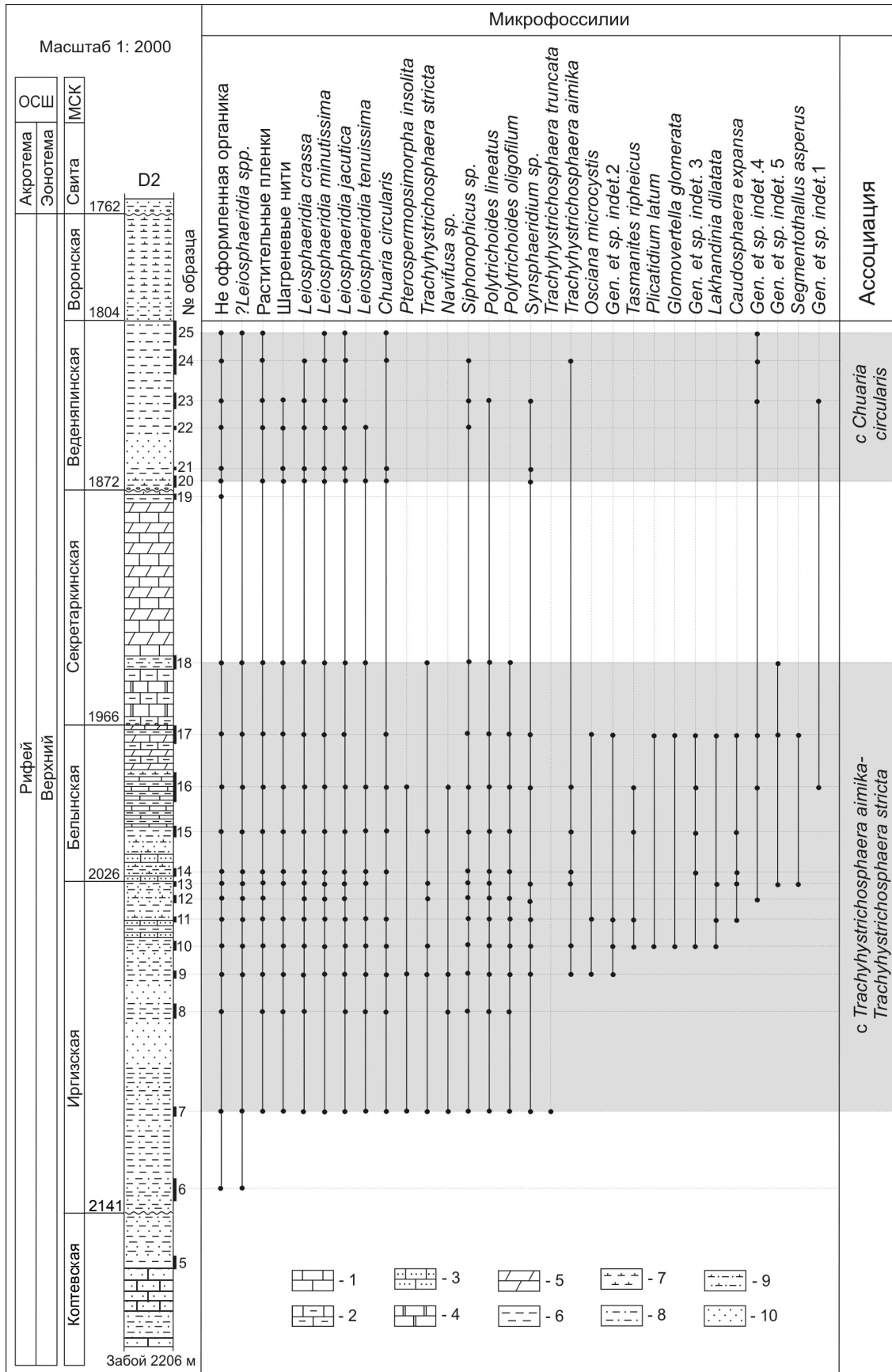


Рис. 2. Распространение микрофоссилий в верхнедокембрийских отложениях скв. 10 Пугачёвской. 1 – известняки, 2 – известняки глинистые, 3 – известняки песчаные, 4 – доломиты, 5 – мергели, 6 – аргиллиты, 7 – аргиллиты известковистые, 8 – алевролиты известковистые, 9 – алевролиты известковистые, 10 – песчаники

разрез верхнего рифея. Только его вскрытая (неполная) мощность составляет в этом пересечении 1498 м (интервал 2103–3601 м), а полная, по данным МОГТ, может достигать 1800–1900 м. Бурение этой скважины было завершено в 1987 году, но перекрытый девонскими нефтегазоносными отложениями верхнепротерозойский интервал разреза остался здесь без внимания геологов, хотя в нем, по документации керна, выход которого составил около 10–15%, и материалам ГИС, четко устанавливается наличие неизвестных ранее «допересыпкинских» слоев верхнего рифея, объединенных нами в саратовскую серию.

Повторное изучение разрезов, вскрытых скв.10 Пугачёвской и скв.3 Коптевской, легло в основу приведенной ниже посвитной характеристики верхнерифейских отложений Пачелмско-Саратовского авлакогена, учитывающей также данные по другим скважинам и результаты критического анализа предыдущих исследований (рис. 1).

Саратовская серия выделена нами впервые ниже базальных глауконитовых песчаников и алевролитов пересыпкинской серии в интервале 3348–3601 м. Она вскрыта скв.3 Коптевской и подразделена снизу вверх на спартаковскую и коптевскую свиты.

Спартаковская свита названа по площади поискового бурения и выделена нами по скв.3 Коптевской, где она частично вскрыта в интервале 3553–3601 м. Ее верхняя граница четко фиксируется на диаграммах ГИС по резкой смене значений ГК–НГК, а нижняя, с некоторой долей условности, установлена путем анализа временного глубинного сейсмогеологического разреза по профилю МОГТ и проходит по кровле верхнерифейской соколовгорской свиты на глубине 3900–3950 м. По имеющимся описаниям керна и материалам ГИС вскрытая часть разреза спартаковской свиты представлена чередованием пачек переслаива-

ния зеленовато-серых аргиллитов и хлоритизированных глауконит-содержащих песчанистых алевролитов с пластами песчаников серых полевошпатово-кварцевых, иногда известковистых, мелко- и крупнозернистых, тонкослоистых. Неполная мощность свиты составляет 48 м, а полная может достигать 350–400 м.

Коптевская свита выделена нами в интервале 3348–3553 м по скв.3 Коптевской. Она с элементами постепенного перехода сменяет по разрезу спартаковскую свиту и без видимого несогласия перекрывается отложениями пересыпкинской серии. Тем не менее, обе границы свиты уверенно фиксируются по разнице литологического состава контактирующих образований и на диаграммах ГК–НГК. Судя по описаниям керна и материалам ГИС, в верхней половине коптевской свиты преобладают известняки серые, светло- и темно-серые, мелкокристаллические и пелитоморфные, иногда глинисто-алевритистые, тонкогоризонтально- и волнистослоистые, содержащие прослой пестроцветных известковистых аргиллитов. В нижней половине разреза, наряду с известняками, присутствуют пачки (до 10–15 м) их тонкого переслаивания с зеленовато-серыми и буровато-красными известковистыми аргиллитами и мергелями. Ближе к подошве свиты отмечаются прослой известковистых песчаников. Ее мощность в стратотипе составляет 205 м. Изотопный (K–Ar) возраст глауконита из уровня коптевской свиты в скв.10 Пугачёвской составляет 898 млн лет [4].

Следует отметить, что на правом берегу р. Волги и в Каверинской структурно-формационной зоне отложения саратовской серии отсутствуют. На левобережье, в Саратовском Заволжье, из-за недостаточной глубины бурения данные отложения, кроме Коптевской скважины, установлены нами только в низах недовскрытого скв.10 Пугачёвской верхнерифейского разреза. Анализ

истории геологического развития региона, седиментационно-формационные построения и сейсмогеофизические данные позволяют предполагать наличие этих образований на юго-востоке Саратовского Заволжья и особенно вдоль северного обрамления и во внутренней части Прикаспийской впадины. Здесь в ряде скважин, пробуренных до верхнего рифея, прогнозируемая мощность его разреза колеблется в пределах 900–1600 м (скв.1 Бобовская, скв.1 Миусская, скв.1 Тельмановская, скв.1 Большеузенская, скв.23 и 24 Ершовские и др.), что свидетельствует о возможном присутствии в этом районе и отложений саратовской серии.

Пересыпкинская серия как определенная последовательность отложений впервые выделена Н.С. Шатским [26] и Б.С. Соколовым [17]. Ее современное название позднее дано Е.И. Постниковой [12]. За стратотип серии был принят интервал разреза (1545–1799 м), вскрытого скв.2 Сердобской [19], включающий иргизскую, белынскую и секретаркинскую свиты. В полном объеме пересыпкинская серия наблюдается только в пределах Сердобско-Пугачёвской структурно-формационной зоны.

Иргизская свита выделена Л.Ф. Солонцовым (1963) со стратотипом в скв.10 Пугачёвской (интервал 2042–2206 м). При повторном изучении керна и материалов ГИС ее верхняя граница была поднята нами на глубину 2026 м, определяется по смене терригенного разреза существенно карбонатными отложениями белынской свиты и фиксируется на диаграммах ГИС по изменениям значений ГК–НГК. Нижняя граница проводится на глубине 1141 м, где сероцветные разнозернистые песчаники и песчанистые алевролиты иргизской свиты с неглубоким размывом перекрывают характерную пестроцветную пачку тонкого переслаивания известковистых алевролитов и аргиллитов, известняков и глауконитовых пес-

чаников, которая уверенно коррелируется с аналогичными образованиями охарактеризованной выше коптевской свиты.

Иргизская свита выполняет роль базальных слоев пересыпкинской серии и трансгрессивно, в основном с размывом, глубина которого возрастает в северо-западном направлении, ложится на разные горизонты более древних образований. На юго-востоке авлакогена это могут быть отложения саратовской серии, а начиная со Степновского сложного вала она, как правило, перекрывает терригенные красноцветы соколовгорской свиты и сомовской серии. На северо-западном окончании Сердобско-Пугачёвской структурно-формационной зоны иргизская свита залегает даже на породах кристаллического фундамента (скв.1 Веденяпинская, скв.10 Воронская и др.). Последнее, на наш взгляд, объясняется не столько амплитудой размыва, сколько редукцией рифейского разреза, формировавшегося на приподнятых блоках развивающегося авлакогена.

В стратотипе иргизская свита сложена песчаниками существенно кварцевыми серыми и светло-серыми, прослоями зеленовато-серыми с неравномерно распределенной примесью глауконита, в различной степени известковистыми, преимущественно разнозернистыми (от алевритистых до крупнозернистых), грубо- и тонкослоистыми; алевролитами серыми и темно-серыми, существенно кварцевыми, иногда известковистыми и песчанистыми, с пятнистыми выделениями тонкокристаллического пирита, тонкослоистыми; аргиллитами темно-серыми, иногда со слабым зеленоватым оттенком, слюдисто-глинистыми, в различной степени кремнистыми и алевритистыми, нередко пиритизированными. Породы находятся в неравномерном (от 0,2–0,3 см до 10–15 см) горизонтальном и линзовидном переслаивании. В тонких линзовидных слоях отмечаются постепенные взаимопереходы

одних литологических разновидностей в другие. В целом по разрезу преобладают алевролиты и песчаники, количество которых заметно возрастает к основанию свиты.

В петрографических шлифах кластический материал песчаников и алевролитов на 90–95% представлен плохо отсортированными по размеру угловатыми и угловато-окатанными зернами кварца. В небольшом количестве присутствуют обломки гранито-гнейсов, микрокварцитов и полевых шпатов (микроклина), суммарная доля которых не превышает 2–5%. Часто отмечаются рассеянные в породе зерна глауконита (до 2–5%), иногда образующие повышенные концентрации (до 60–80%), которые ассоциируются с микрослойками пиритизированного и хлоритизированного биотита. Цементом в песчаниках служит неравномерно распределенный разнокристаллический кальцит (от 5–10% до 20–25%), корродирующий зерна кварца, или примесь (до 3–7%) алевролитового материала. В алевролитах роль цемента выполняет глинисто-слюдисто-кремнистое вещество (от 10–15% до 25–30%) или пятнистые скопления мелкокристаллического кальцита (от 5–10% до 15–20%). В обоих разновидностях пород нередко наблюдаются участки «бесцементного» сочленения кварцевых зерен по сложным контактам с элементами заметного растворения на стыках. По периферии некоторых зерен отмечаются каемки вторичного кварцевого обрастания.

Аргиллиты по степени вторичных изменений близки к филлитам. Они имеют кремнисто-слюдисто-глинистый состав с примесью зерен кварца алевролитовой размерности (от 1–5% до 15–20%). Филлитизация пород неравномерная и отчетливо выражается лишь в микролинзах радиально-лучистыми агрегатами халцедона. По плоскостям наложения часто концентрируются удлиненно-призматические пластинки мусковита, а в линзовидных

микрослойках, обогащенных примесью алевролитового материала, иногда отмечаются повышенные (до 10–15%) содержания глауконита, сопровождающиеся скоплениями пиритизированных, хлоритизированных, расщепленных и деформированных пластинок биотита. Для алевролитов и аргиллитов характерно наличие пятнистых выделений тонкоглобулярного пирита.

По литологическому составу и характеру наложения разрез иргизской свиты, вскрытый скв.10 Пугачёвской, является типовым для всей Сердобско-Пугачёвской структурно-формационной зоны. В Каверинской зоне он отличается лишь некоторым уменьшением в породах доли глинистой и карбонатной составляющих.

Что касается мощности иргизской свиты, то в полных пересечениях ее преобладающие значения меняются от 115 м (скв.10 Пугачёвская) до 130 м (скв.1 Северо-Секретарская) и 260 м (скв.1 Миусская). На сочленении Сердобско-Пугачёвской и Каверинской структурно-формационных зон (скв.1 Веденяпинская, скв.10 Воронская) и в пределах последней из них (скв.1 Зубово-Полянская, скв.1 Каверинская) она сокращается до 40 м. В этом ряду исключением является разрез свиты, вскрытый скв.3 Коптевской, мощность которого достигает 965 м. Он имеет четкое трехчленное строение и отражает условия компенсационного осадконакопления в наиболее глубокой юго-восточной части рифейского палеопрогиба. Нижняя (~ 450 м) и верхняя (~ 140 м) пачки этого разреза отвечают стратотипическому выражению иргизской свиты (скв.10 Пугачёвская), а в его средней пачке (~ 360 м) заметно преобладают полевошпатово-кварцевые, иногда известковистые и глауконитовые песчаники. В 100 м и 600 м от подошвы свиты присутствуют два пласта (15 м и 25 м) известняков.

Изотопный (K–Ar) возраст глауконита из уровня иргизской свиты составляет: в

скв.1 Zubovo-Полянской и скв.1 Морсовской – 767–807 млн лет [4], (Казаков и др., 1963); в скв.1 Каверинской – 741–757 млн лет (Гейслер, 1967), [2]; в скв.2 Сердобской – 732, 734, 753 и 830 млн лет [4], (Казаков и др., 1963) и в скв.10 Воронской – 837 млн лет (Гейслер, 1967), [2].

В аргиллитах и алевролитах из керна скв.10 Пугачёвской Голубковой Е. Ю. [3] выявлены многочисленные микрофоссилии, входящие в верхнерифейскую ассоциацию с *Trachyhistrichosphaera aimica* – *Trachyhistrichosphaera stricta*, распространённую от низов иргизской свиты до нижней трети секретаркинской свиты включительно (рис. 2).

Белынская свита выделена Л. Ф. Солонцовым и Е. М. Аксёновым [19] по скв.10 Воронской в интервале 1580–1688 м. В Сердобско-Пугачёвской структурно-формационной зоне она согласно перекрывает иргизскую свиту и зафиксирована во всех скважинах, вскрывших верхнерифейские отложения до ее уровня. В Каверинской зоне белынские осадки размыты в предпачелмское время.

При изучении керна из скв.10 Пугачёвской белынская свита выделена нами в интервале 1966–2026 м, где она сменяет по разрезу иргизскую свиту, имея с ней четкую согласную границу, которой на диаграммах ГИС отвечают изменения значений ГК–НГК. В этом пересечении белынская свита подразделяется на три пачки.

Нижняя пачка (14 м) представлена неравномерным переслаиванием (от 0,2–0,5 см до 2–3 см) известняков песчанисто-алевритистых, алевролитов и песчаников существенно кварцевых, в разной степени известковистых. Породы серого, светло- и зеленовато-серого цвета с постепенными переходами одних литологических разновидностей в другие. По всему разрезу пачки нередко наблюдаются горизонтально-волнистые прослойки (1–5 мм) аргиллитов ко-

ричнево-бурых, зеленовато- и темно-серых, глинисто-слюдистых, тонкопиритизированных, неоднородно известковистых и окремненных.

Средняя пачка (20 м) сложена неравномерным переслаиванием (от 0,2–0,3 см до 2–3 см) известняков серых и темно-серых, песчанисто-алевритистых, мелкокристаллических, горизонтально- и волнисто-слоистых за счет микрослоек буроватого слюдисто-глинистого материала, с аргиллитами темно- и буровато-серыми, известковистыми, переходящими в плотные глинисто-известковистые алевролиты. По плоскостям наложения иногда отмечаются скопления зеленого глауконита и пластинок мусковита.

В верхней пачке (26 м) резко преобладают известняки серые и темно-серые, глинисто-алевритистые и мергелистые, горизонтально- и волнисто-слоистые за счет прослоек до 1–2 мм темно- и буровато-серых известковистых аргиллитов. По плоскостям наложения отмечаются скопления тонкокристаллического пирита и мусковита.

В петрографических шлифах глинисто-алевритистые разности известняков, как правило, тонкокристаллические, хорошо раскристаллизованы и мраморизованы, неравномерно обогащены тонкодисперсным кубическим и глобулярным пиритом. Глинистый материал выполняет микрослойки (до 0,1 мм) и сутуростилитовые швы, поверхности которых покрыты бурыми гидроокислами железа. Алевролитовая примесь может достигать 15–20% и представлена угловато-окатанными зернами кварца. Вдоль отдельных поверхностей наложения отмечаются таблички мусковита, ожелезненные пластинки биотита и скопления тонкокристаллического пирита. Ближе к кровле свиты, в слоях по 2–5 мм, нередко наблюдаются постепенные переходы этих известняков в глинистые разности или же в известковистые кремнисто-слюди-

сто-глинистые филлитизированные аргиллиты.

Песчанисто-алевритистые известняки, в основном, мелкокристаллические и хорошо раскристаллизованы. Терригенная примесь в них так же представлена угловато-окатанными обломочными зернами кварца, причем доля зерен песчаной размерности не превышает 5–10%, а алевритовой – варьирует от 5–10% до 15–20%. Субгоризонтальная волнистая слоистость обусловлена концентрацией в отдельных микрослойках глинистого вещества, смешанного с тонкокристаллическим пиритом и гидроокислами железа.

Известковистые песчаники и алевролиты характеризуются в шлифах одинаковым составом кластического материала, который представлен угловатыми и угловато-окатанными зернами кварца с незначительной примесью (до 1%) микроклина. В алевролитах кластический материал, как правило, отсортирован до тонкоалевритовой размерности, а в песчаниках он неоднороден по размеру и варьирует от мелко- до среднезернистого. Роль цемента порового или пойкилитового типа выполняет разнокристаллический кальцит, интенсивно корродирующий кварцевые зерна. Доля карбонатного цемента в породах в среднем составляет 20–25%, но в отдельных прослоях алевролитов она снижается до 5–10%, и тогда цементом служит глинисто-кремнистое (филлитовое) вещество. Иногда в составе пород отмечается примесь алевритовых зерен глауконита (до 0,5%), чаще всего приуроченная к пятнистым скоплениям пирита, измененного биотита и гидроокислов железа.

Для пород свиты характерно широкое развитие сутуростиллолитовых швов и субвертикальных микротрещин, выполненных белым кальцит-доломитовым материалом, иногда с примесью пирита, по которым часто наблюдаются заметные смещения тонких прослоев.

Охарактеризованный выше разрез белынской свиты является типовым для Саратовского Заволжья (скв.1 Миусская, скв.3 Коптевская, скв.35 Отроговская и др.). На северо-западном окончании Сердобско-Пугачёвской структурно-формационной зоны, при сохранении общих признаков, в составе свиты появляются прослойки и пласты доломитов, отмечаются стяжения светло-серых и сургучно-красных кремней (скв.3 и 10 Воронские, скв.1 Северо-Секретарская, скв.3 Красноозерская и др.).

Мощность белынской свиты имеет некоторую тенденцию к увеличению в юго-восточном направлении от 55 м в скв.10 Воронской и 81 м в скв.2 Сердобской до 150 м в скв.1 Миусской и скв.3 Коптевской. В то же время, она сокращается к северо-востоку от скв.3 Коптевской (по направлению к бортовой зоне рифейского палеопрогноза) и в скв.10 Пугачёвской составляет 60 м.

Из карбонатных пород белынской свиты, по данным Л. И. Нарожных и И. Е. Постниковой, в регионе описаны микрофитоциты третьего, а также несколько форм четвертого комплекса [9]: *Radiosus elongatus* Z. Zhur., *Asterosphaeroides sarratus* Z. Zhur., *A. Lucidus* Milst., *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *Glebosites gentilis* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar. В аргиллитах из керна скв.10 Пугачёвской Е. Ю. Голубковой [3] выявлены многочисленные микрофоссилии, входящие в состав верхнерифейской иргизско-секретаркинской ассоциации (рис. 2).

Секретаркинская свита выделена Солонцовым Л. Ф. и Аксёновым Е. М. [19] по скв.2 Сердобской в интервале 1544–1677 м. В Сердобско-Пугачёвской структурно-формационной зоне она завершает четко выраженный трансгрессивный осадочный макроцикл пересыпкинской серии и вскрыта теми же скважинами, что и белынская свита. Исключением являются лишь некоторые скважины района Пачелмы (скв.3 и 12 Во-

ронские, скв.3 Красноозерская, скв.1 Веденяпинская), где ее отложения размыты, как и в Каверинской структурно-формационной зоне, в предпачелмское время.

Нами разрез секретаркинской свиты изучался по керну скв.10 Пугачёвской, где он охватывает интервал 1872–1966 м. В этом пересечении пестроцветные глинисто-карбонатные породы секретаркинской свиты залегают на серых и темно-серых белынских известняках без каких-либо признаков размыва. На диаграммах ГИС граница свит угадывается по некоторым вариациям значений ГК-НГК и КС. По литологическим особенностям разреза в составе секретаркинской свиты можно выделить снизу вверх четыре пачки, которые достаточно четко отражаются и на диаграммах ГК-НГК.

Первую пачку (18 м) слагают известняки розовато-серые и коричнево-бурые с постепенными переходами в окраске и составе – от «чистых» до глинисто-мергелистых разностей. Породы плотные, тонкокристаллические, волнисто- и прерывисто-слоистые – за счет слойков (0,5–1 мм), выполненных буро-коричневым глинистым материалом. Через 2–3 см отмечаются прослойки такой же мощности тонкого (1–3 мм) линзовидного чередования буро-коричневых известковистых аргиллитов с зеленовато-бурыми глинисто-мергелистыми и светло-серыми мраморизованными известняками. Для пестроокрашенных прослоев характерны текстуры взмучивания и нарушенность аргиллитовых слойков, что придает породам брекчиевидный облик.

Вторая пачка (10 м) представлена известняками темно-серыми, плотными, переходящими в глинисто-мергелистые сланцеватые разности. В средней части пачки появляются прослойки известняков зеленовато-серых, мелкокристаллических, содержащих вкрапленность глауконита и оолитоподобные выделения. К подошве пачки породы постепенно приобретают светло-серую

окраску и разнокристаллическую структуру за счет заметного увеличения количества оолитовых включений, которые диагностируются как микрофитолиты (онколиты и катаграфии).

Третья пачка (8 м) сложена переслаиванием по 0,5–1,5 см известняков серых, буровато- и розовато-серых с аргиллитами коричнево-бурыми, серо-зелеными и зеленовато-серыми, в разной степени известковистыми. Среди аргиллитов отмечаются линзовидные выделения светло-серых известняков, трассирующие неотчетливую, прерывистую слойчатость.

В четвертой пачке (54 м) заметно преобладают известняки светло-, розовато- и зеленовато-серые с неровными (пятнистыми) постепенными переходами в окраске, тонко-волнисто- и линзовидно-слоистые за счет микрослойков красно-бурого слюдисто-глинистого дисперсно-пиритизированного материала. В средней части пачки нередко отмечается наличие коричнево-бурых алевритистых известняков, а по всему разрезу в переменном количестве, возрастающем к кровле, присутствуют прослойки от 0,1–0,3 см до 3–5 см пятнисто-окрашенных, шоколадно-коричневых, серо-зеленых и зеленовато-серых известковистых аргиллитов, алевролитов и мергелей. Для пород характерно наличие сутуростилолитовых швов, текстур взмучивания и нарушение слойчатости вдоль субвертикальных микротрещин, выполненных кальцитом.

В петрографических шлифах известняки представлены неоднородно мраморизованными тонкокристаллическими разностями. Кристаллы кальцита в них ксеноформные, призматические, иногда изометричные. Отмечаются волнисто-прерывистые слойки (до 0,5–1 мм), выполненные буро-коричневым глинисто-слюдистым материалом, обогащенным тонкодисперсным пиритом и гидроокислами железа, присутствие которых влияет и на окраску известняков, придавая

им розовые и коричнево-бурые оттенки. Поверхности наложения иногда осложнены тонкими сутуростилолитовыми швами с амплитудой от 0,5 мм до 1,5 мм. Нередко отмечаются субвертикальные микротрещины, выполненные вторичным крупнокристаллическим кальцитом. В отдельных прослоях известняки почти на 70% состоят из овальных скоплений карбонатного материала, размер которых колеблется от 0,3 x 0,7 мм до 1 x 1 мм. Они диагностируются как микрофитолиты и различаются толщиной внешней каемки, сложенной более мелкими кристаллами кальцита, чем их внутренние полости, нередко обогащенные тонкокристаллическим пиритом.

Пятнисто-окрашенные прослои (3–5 см) тонкого чередования представлены кварцевыми алевролитами с поровым и пойкитовым мраморизованным кальцитовым цементом, количество которого меняется от 20–30% до 40–50%. Угловато-окатанные зерна кварца, как правило, корродированы кальцитом. Алевролиты часто переходят в неравномерно филлитизированные аргиллиты, неоднородные по составу в различных микрослойках: глинисто-слюдисто-кремнистые, кремнисто-слудистые, алевритистые, известковистые и пятнисто-тонкопиритизированные. Пирит иногда образует скопления до 0,5 мм, состоящие из мельчайших (0,005–0,01 мм) глобулярных выделений. Слюдистая фракция имеет оптически ориентированное строение. Вдоль плоскостей наложения развиваются сутуростилолитовые швы с примазками глинистого вещества и буро-красных гидроокислов железа. Слоистость нередко деформирована и разорвана по субвертикальным микротрещинам, выполненным вторичным кальцитом и реже доломитом или халцедоном, что придает породам брекчиевидный облик.

Разрез, охарактеризованный по скв.10 Пугачёвской, является типовым для области распространения секретаркинской свиты,

где она, как правило, имеет согласную границу с подстилающими белынскими образованиями (скв.10 Пугачёвская, скв.3 Коптевская, скв.1 Северо-Секретарская и др.). Роль размыва на этом уровне [24], по нашему мнению, сильно преувеличена. Возможно, что его незначительные проявления и затрагивают локальные участки, но чаще всего брекчии, отмечаемые в основании свиты, являются внутриформационными и отражают специфику седиментации в условиях мелющего перед очередной (пачелмской) трансгрессией палеобассейна.

Мощность секретаркинской свиты в основном варьирует в пределах 90–140 м и лишь в районе Пачелмы сокращается до 40 м (скв.10 Воронская), или же, как отмечалось выше, ее отложения полностью размывы.

Из карбонатных пород секретаркинской свиты по скв.10 Пугачёвской, скв.1 Миусской и скв.30 Квасниковской (Саратовское Заволжье) определен четвертый комплекс микрофитолитов: *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar., *Radiosus vitreus* Z. Zhur., *R. polaris* Zabr., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *V. congermans* Z. Zhur., *Nubecularites abustus* Z. Zhur., *N. volgensis* Rev. [13, 16]. В аргиллитах из керн скв.10 Пугачёвской Е. Ю. Голубковой [3] выявлены многочисленные микрофоссилии, входящие в состав верхнерифейской иргизско-секретаркинской ассоциации (рис. 2).

Пачелмская серия широко развита в Пачелмско-Саратовском авлакогене, особенно в пределах Сердобско-Пугачёвской структурно-формационной зоны. Ее значимость в качестве самостоятельного регионального подразделения впервые была показана А. А. Клевцовой и Л. Ф. Солонцовым [6]. Она знаменует собой очередной трансгрессивный макроцикл седиментации и представлена мелководно-морскими терригенными образованиями веденяпинской, воронской и красноозерской свит.

Веденяпинская свита выделена Клевцовой А. А. и Солонцовым Л. Ф. [6], а за ее стратотип принят разрез, вскрытый скв.1 Веденяпинской в интервале 1271–1444 м. Она является базальной для пачелмской серии и с размывом, глубина которого возрастает в северо-западном направлении, залегает на разных горизонтах пересыпчинской (скв.10 Пугачёвская, скв.3 Коптевская, скв.1 Миусская, скв.2 Сердобская, скв.10 Воронская, скв.1 Зубово-Полянская и т.д.) и сомовской (скв.1 Сомовская) серий. Веденяпинская свита зафиксирована во всех скважинах, пробуренных в верхнерифейских отложениях до ее уровня.

Нами веденяпинская свита изучалась по керну скв.10 Пугачёвской, где она вскрыта в интервале 1804–1872 м. Ее граница с нижележащей секретаркинской свитой очень четкая и уверенно фиксируется как по керну, так и на диаграммах ГИС по смене значений ГК-НГК и ПС. По преобладанию тех или иных литологических разностей в этом разрезе веденяпинской свиты можно выделить снизу вверх четыре пачки.

Первая пачка (9 м) представлена тонким (3–5 мм) переслаиванием аргиллитов темно-серых, иногда алевритистых; алевролитов темно-зеленовато-серых, глинисто-слюдистых, волнисто-слоистых и песчаников зеленовато-серых, глауконитово-кварцевых, неравномерно известковистых, разнозернистых, горизонтально слоистых за счет микрослойков буроватого глинисто-слюдистого пиритизированного материала. Неравномерная тонкая пиритизация присуща всем разновидностям пород. Иногда фиксируется наличие косой слоистости, а в основании пачки – нарушенной слоистости и текстур взмучивания. В переслаивании суммарно преобладают алевролиты и песчаники.

Вторая пачка (11 м) сложена песчаниками зеленовато-серыми, глауконитово-кварцевыми, мелкозернистыми, иногда алевритистыми, горизонтально слоистыми за счет

слояков до 1–2 мм бурых, интенсивно пиритизированных разностей и темно-серых слюдистых аргиллитов.

Третья пачка (8 м) представлена тонким (2–4 мм) относительно равномерным переслаиванием аргиллитов темно-серых, алевролитов зеленовато-серых и песчаников зеленовато- и буровато-серых, глауконитово-кварцевых, иногда известковистых.

Четвертая пачка (40 м) сложена тонким (2–5 мм) переслаиванием аргиллитов темно-серых, реже зеленовато-серых, неравномерно алевритистых, пиритизированных и слюдистых с алевролитами темно-серыми, тонкослоистыми за счет насыщения отдельных микрослойков темно-бурой окраски мелкозернистым глауконитом и глобулярным пиритом. Соотношение аргиллитов и алевролитов в переслаивании постоянно меняется, но в целом несколько преобладают аргиллиты. По всему разрезу пачки отмечаются редкие линзовидные прослойки до 1–2 см серых и зеленовато-серых разнозернистых глауконитово-кварцевых известковистых песчаников. Породы нередко разбиты субвертикальными микротрещинами, выполненными вторичным кальцит-доломитовым материалом, иногда содержащим примесь пирита и глауконита.

В петрографических шлифах песчаники представлены глауконитово-кварцевыми разностями. Доля обломочного кварца в составе пород варьирует в пределах 60–70%. Зерна кварца угловатые и угловато-окатанные, неотсортированные, в основном отвечают мелко-крупнозернистой (0,015–0,9 мм), реже гравийной (1–2 мм) размерности. Иногда они образуют кварцитовидные структуры и соприкасаются по сложным контактам, вдоль которых нередко отмечаются скопления тонкокристаллического пирита, вплоть до образования сплошных каемок. На долю глауконита (0,2–0,5 мм) в среднем приходится 5–10%, но в отдельных микрослойках его концентрация возра-

стает до 20–30%. Кроме кварца и глауконита в кластическом материале присутствуют гравийные зерна силицитов, обломки микрокварцитов, гранитогнейсов и микроклина, суммарное количество которых не превышает 1–2%. Слоистость пород подчеркивается микрослойками (до 0,5–1 мм) субпараллельно расположенных пластинок гидромусковита, хлоритизированного, нередко пиритизированного биотита и овальных зерен глауконита. Цемент песчаников неоднороден по составу. В отдельных микролинзах его роль выполняет глинисто-кремнистое (филлитовое) вещество или же пятнисто-распределенный карбонатный материал (10–15%). Иногда цементом порового типа служат кучкообразные скопления глауконита, пирита и, очень редко, хлоритизированного биотита.

Алевролиты имеют существенно кварцевый состав. Угловатые и угловато-окатанные зерна кварца (до 85–90%) сочленяются по сложным контактам со следами интенсивного эпигенетического растворения на стыках. Кроме кварца в кластическом материале присутствуют единичные обломки «свежего» или серицитизированного микроклина, силицитов и микрокварцитов, а также скопления мелких (до 0,15 мм) зерен глауконита. Породы интенсивно пиритизированы. Пирит в виде мельчайших глобул и кристаллов (0,003–0,01 мм) концентрируется вокруг зерен кварца и глауконита, вместе с которым иногда выполняет роль порового цемента.

Аргиллиты в шлифах характеризуются более сложным строением и составом. Они представлены глинисто-слюдисто-кремнистыми неравномерно филлитизированными породами, которые через 1–1,5 см чередуются с прослоями тонкого (1–2 мм) переслаивания тех же пород и существенно кварцевых алевролитов. Вдоль слоистости нередко отмечаются включения хлоритизированного биотита, корродирующего зерна

кварца, деформированные пластинки гидромусковита, скопления мелкозернистого глауконита и единичные микрообломки неизмененного микроклина. На участках, прилегающих к субвертикальным микротрещинам, выполненным вторичным доломитом, в алевролитах появляется кальцитовый цемент порового типа.

Разрез веденяпинской свиты, вскрытый скв.10 Пугачёвской, является типовым для всей области ее распространения. В Каверинской структурно-формационной зоне лишь незначительно увеличивается доля песчаниковой составляющей. Мощность свиты меняется от 68 м (скв.10 Пугачёвская) до 235 м (скв.1 Северо-Секретарская), а чаще всего варьирует в пределах 150–190 м (скв.1 Миусская, скв.3 Коптевская, скв.1 Веденяпинская, скв.10 Воронская и др.).

Изотопный (K–Ar) возраст глауконита из уровня веденяпинской свиты составляет: в скв.2 Сердобской – 630 млн лет (Казаков и др., 1963), в скв.10 Воронской – 650 млн лет [2] и в скв.10 Пугачёвской – 700 млн лет [2].

Из аргиллитов веденяпинской свиты района Пачелмы в Красноозерско-Воронской группе скважин, по данным В. В. Кирсанова [5], определены акритархи *Kildinella trivialis* Schep., *K. rotunda* Schep., *Leioposphosphaera warsanofievae* Naum.

В аргиллитах из керна скв.10 Пугачёвской Е. Ю. Голубковой [3] выявлены микрофоссилии, объединенные в верхнерифейскую ассоциацию с *Chuaria circularis*, охватывающую всю веденяпинскую свиту и пограничные слои вышележащей воронской свиты (рис. 2). Более высокие уровни последней не были охарактеризованы образцами керна, перспективными на обнаружение микрофоссилий.

Воронская свита выделена А. А. Клевцовой и Л. Ф. Солонцовым [6] по скв.3-бис Воронской в интервале 894–1262 м. Она вскрыта всеми скважинами, достигшими

ее уровня в правобережной части р. Волги в пределах Сердобско-Пугачёвской и Каверинской структурно-формационных зон. На левобережье, в Саратовском Заволжье, воронская свита достоверно установлена лишь в скв.10 Пугачёвской и скв.1 Миусской. Во всех пересечениях она без видимого несогласия и размыва перекрывает веденяпинскую свиту, от которой резко отличается пестроцветной окраской пород. На диаграммах ГИС эта граница не отражается. Нами свита изучалась по керну скв.10 Пугачёвской. Она вскрыта в интервале 1762–1804 м, где сменяет в верхнерифейском разрезе веденяпинскую свиту и с несогласием перекрывается отложениями среднего девона. По литологическим признакам воронскую свиту в этом пересечении можно разделить на две пачки.

Нижняя пачка (5 м) сложена аргиллитами коричневыми и буро-коричневыми, слюдястыми, тонкослоистыми за счет слоев (1–2 мм) зеленовато-серого и светло-зеленого цвета, неравномерно обогащенных алевритовым и карбонатным материалом, вплоть до перехода в известковистые алевролиты с примесью глауконита. Периодически отмечаются прослой (5–15 мм) светло-серых алевритистых доломитов. За счет контрастной окраски и состава отдельных слоев породы пачки в общей массе имеют полосчатую и пятнисто-полосчатую текстуру.

Верхняя пачка (37 м) представлена переслаиванием по 2–5 мм аргиллитов коричневых и коричнево-бурых, неравномерно алевритистых с песчаниками зеленовато-серыми и серо-зелеными, мелкозернистыми, в разной степени обогащенными глауконитом и карбонатным материалом. В отдельных прослоях песчаники постепенно переходят в алевролиты. В целом же в переслаивании преобладают аргиллиты. Общий фон окраски пород пачки пятнисто-полосчатый.

В петрографических шлифах аргиллиты диагностируются как филлитизированные породы, сложенные темно-бурым, коричневым и розоватым глинисто-слюдисто-кремнистым, в разной степени алевритистым веществом. Единичные зерна кварца, как правило, разбросаны по всей массе породы (до 1%), но иногда концентрируются (до 20–30%) в пятнистых выделениях. Наряду с этим отмечаются обособленные слойки (до 1–2 мм) существенно кварцевых алевролитов с примесью мелкозернистого глауконита и крупнокристаллического карбонатного цемента (20–25%) порового и базального типов. Горизонтальная и волнистая микрослойчатость также подчеркивается субпараллельно ориентированными пластинками гидрослюды и удлиненно-призматическими деформированными табличками хлоритизированного биотита. Кроме того, в породах содержится незначительная примесь тонкораспыленного пирита. Прослой песчаников (2–5 мм) в шлифах представлены мелкозернистыми глауконитово-кварцевыми разностями с кальцитовым цементом (10–15%) порового или пойкилитового типов. Обломочные угловато-окатанные зерна кварца на контактах с кальцитом интенсивно корродированы. Частично коррозии подвержены и зерна глауконита, количество которых может достигать 15–20%. Доля карбонатного цемента в песчаниках возрастает до 20–25% по мере удаления от контактов с филлитизированными аргиллитами.

Прослой доломитов (5–15 мм) в шлифах представлены крупнокристаллической мраморизованной карбонатной (кальцит-доломитовой) породой с включениями (до 10–15%) угловато-окатанных зерен кварца алевритовой размерности, среди которых присутствуют единичные кристаллы пирита и микрообломки неизмененного микроклина. Отмечаются очень редкие зерна глауконита, корродированные карбонатом.

Охарактеризованный по керну скв.10 Пугачёвской разрез воронской свиты, несмотря на его незавершенность из-за размыва верхней части, по набору пород и характеру их переслаивания можно считать типовым для Пачелмско-Саратовского авлакогена. Однако в области распространения максимально полного объема свиты, приуроченной в современной структуре к Чембарско-Петровскому прогибу, охватывающему пограничные участки Сердобско-Пугачёвской и Каверинской структурно-формационных зон, роль аргиллитов в ее разрезе заметно уменьшается, и начинают превалировать пестроцветные полевошпатово-кварцевые песчаники и алевролиты. Видимо, в конце позднего рифея на фоне общего воздымания территории и предвендского обмеления бассейна седиментации в этой части авлакогена активизировалось формирование грабенообразной палеовпадины, в которой происходило компенсационное осадконакопление. Подтверждением тому может служить и присутствие здесь самых молодых слоев верхнего рифея, представленных красноозерской свитой.

Мощность воронской свиты меняется в широких пределах, но подчиняется определенной закономерности. За границей Чембарско-Петровского прогиба ее значения в Сердобско-Пугачёвской структурно-формационной зоне варьируют от 30 м в скв.2 Сердобской и 42 м в скв.10 Пугачёвской до 90 м в скв.1 Миусской. В Каверинской зоне она составляет 60–65 м (скв.1 Каверинская, скв.1 Сомовская, скв.1 Зубово-Полянская). В Чембарско-Петровском прогибе мощность воронской свиты резко возрастает. На его северо-западном окончании она оценивается в 230 м (скв.1 Морсовская), а ближе к центральной части прогиба в Красноозерской группе скважин (скв.2, 3, 4) увеличивается до 250–360 м и в Воронских скважинах (скв.3-бис, 5, 9, 10, 12) достигает своего максимального значения,

изменяясь от 250 м (скв.10 Воронская) до 390 м (скв.5 Воронская).

Из аргиллитов в Красноозерско-Воронской группе скважин определены акритархи *Kildinella rotunda* Scher., *K. trivialis* Scher., *Bavlinella minima* Scher. [5].

В аргиллитах из керна скв.10 Пугачёвской Е. Ю. Голубковой [3] в пограничных слоях с веденяпинской свитой выявлены микрофоссилии, относящиеся к верхнерифейской ассоциации с *Chuagia circularis* (рис. 2).

Красноозерская свита выделена Клевцовой А. А. и Л. Ф. Солонцовым [6] по скв.3 Красноозерской в интервале 852–1033 м. Она согласно залегает на воронской свите, завершая разрез как пачелмской серии, так и всей рифейской последовательности Пачелмско-Саратовского авлакогена, и с несогласием перекрывается отложениями венда или девона. Свита имеет ограниченное распространение и установлена только в северо-западной половине Чембарско-Петровского прогиба, где она вскрыта в обеих структурно-формационных зонах скважинами: 1 Морсовская; 2, 3, 4 Красноозерские; 3-бис, 5, 9 и 12 Воронские. В ее составе преобладает тонкое переслаивание зеленовато- и темно-серых аргиллитов и алевролитов. Прослой полевошпатово-кварцевых песчаников находятся в подчиненном количестве.

Мощность красноозерской свиты меняется в широких пределах, закономерно возрастая от северо-западного окончания Чембарско-Петровского прогиба к его центральной части. Так, в скв.1 Морсовской она составляет около 60 м, а в скв.12 Красноозерской увеличивается до 154 м и достигает своего максимального значения – 215 м в скв.9 Воронской.

По свидетельству В. В. Кирсанова [5], приведенный выше комплекс акритарх рода *Kildinella* Tim. характерен и для красноозерской свиты.

Корреляция рифейских отложений Пачелмско-Саратовского авлакогена и смежных регионов

При корреляции предлагаемой нами для Пачелмско-Саратовского авлакогена стратиграфической схемы рифейских отложений (рис. 1), как и при ее разработке, исходным пунктом послужили стратиграфические схемы рифея Волго-Уральской области [24] и западного склона Южного Урала [23].

Несмотря на значительную территориальную разобщенность Пачелмско-Саратовского авлакогена и места расположения типовых разрезов рифея (Южный Урал), имеется возможность надежной корреляции верхнерифейских отложений этих регионов на основе сходства состава, строения и последовательности напластования сравниваемых литолого-стратиграфических подразделений, а также К–Аг датировок глауконита. Такая корреляция позволила обосновать наличие в рифейских образованиях Рязано-Саратовского прогиба (Пачелмско-Саратовского авлакогена) региональных горизонтов верхнего рифея – кипчакского, тангаурского и кудашского, выделенных на западных склонах Южного Урала [9, 24]. Тем не менее, учитывая полученные нами новые данные, отметим, что существующая местная стратиграфическая схема нуждается в некоторых уточнениях, которые выражаются в следующем (рис. 1):

1. Дополнительным подтверждением наличия в Пачелмско-Саратовском авлакогене отложений верхнего рифея служит обнаружение в непрерывном разрезе пересыпкинской и пачелмской серий, вскрытом скв.10 Пугачёвской, богатых по видовому составу верхнерифейских ассоциаций микрофоссилий с *Trachyhistrichosphaera aimica* – *Trachyhistrichosphaera stricta* и с *Chuararia circularis* (рис. 2). По заключению Е. Ю. Голубковой [3], акантоморфные акритархи *Trachyhistrichosphaera* являются типичными представителями верхнерифейских биот

мира и, наряду с другими областями, распространены ... в каратауской серии Южного Урала. Акритархи *Tasmanites girpelicus* Jank. также ранее были обнаружены в отложениях каратауской серии Южного Урала и Башкирского Приуралья, нитчатые водоросли *Polytrichoides olygolilum* Siv. описаны из тучкинской свиты верхнего рифея Белого моря, а *Segmentothallus asperus* Herm. – из лахандинской серии Учуро-Майского региона [3].

2. В существующей корреляционной стратиграфической схеме нижняя граница тангаурского горизонта в Рязано-Саратовском прогибе проводится в основании иргизской свиты – базальных слоев пересыпкинской серии, а нижняя граница кудашского горизонта – в подошве секретаркинской свиты, венчающей разрез пересыпкинской серии [24]. Если в понимании нижней границы тангаурского горизонта у нас не имеется противоречий с утвержденной стратиграфической схемой, то его граница с кудашским горизонтом, по нашему мнению, должна совпадать с границей пересыпкинской и пачелмской серий. Ее положение в подошве секретаркинской свиты было установлено только на основании немногочисленных определений в этих отложениях IV комплекса микрофитоцитов [9, 24].

Как отмечалось выше, в изученном нами по скв.10 Пугачёвской разрезе пересыпкинской серии широко распространена верхнерифейская ассоциация микрофоссилий с *Trachyhistrichosphaera aimica* – *Trachyhistrichosphaera stricta*, полностью охватывающая иргизско-белынскую последовательность, а также нижнюю треть секретаркинской свиты. Исходя из большей био-стратиграфической компетенции этой группы микрофауны и непрерывности завершено в секретаркинское время пересыпкинское трансгрессивного макроцикла седиментации, мы считаем вполне обоснованным перенос границы тангаурского и кудашского горизонтов

в подошву пачелмской серии, т. е. веденяпинской свиты, содержащей верхнерифейскую ассоциацию микрофоссилий с *Chuarina circularis*.

Таким образом, судя по литологическому составу и последовательности напластования, аналогом тангаурского горизонта в Пачелмско-Саратовском авлакогене является пересыпкинская серия, а кудашский горизонт представлен пачелмской серией. При этом в уральских разрезах [23], скорее всего, иргизской свите отвечает инзерская свита, а белынская и секретаркинская свиты сопоставимы с миньярской свитой тангаурского горизонта. В свою очередь, веденяпинская и воронская свиты являются фациальными аналогами укских образований, а красноозерская свита может быть сопоставлена с криволукской свитой кудашского горизонта Южного Урала. Такой корреляции не противоречат и К–Аг датировки глауконита. В иргизской и веденяпинской свитах Пачелмско-Саратовского авлакогена они находятся, соответственно, в пределах 732–837 млн лет и 630–700 млн лет (Казаков и др., 1963), [2, 4, 24], а в инзерской и укской свитах Южного Урала им отвечают значения в 867 млн лет и 700 млн лет [23, 24].

3. В утвержденной корреляционной стратиграфической схеме допускается, что цнинская свита сомовской серии Пачелмско-Саратовского авлакогена на основании ее стратиграфического положения между аналогом леонидовской свиты (имеется ввиду верхняя пачка ртищевской свиты) и пересыпкинской серией тангаурского горизонта «может быть принята за возрастной аналог приютовской свиты, выраженной в иных литофациях» (Стратиграфическая схема ..., 2000. С. 42). Однако, учитывая тот факт, что приютовская свита, являющаяся принадлежностью Камско-Бельского и Серноводско-Абдулинского авлакогенов, по литологическим признакам, изотопно-гео-

хронологическим и микропалеонтологическим данным уверенно сопоставляется с бедерышинской подсвитой зильмердакской свиты кипчакского горизонта Южного Урала [24], мы считаем вышеотмеченное допущение некорректным. Кроме того, на некорректность такой корреляции цнинской свиты указывают и другие факторы, детально рассмотренные ранее, а именно:

- сомовская серия в полном объеме, а также соколовогорская свита Пачелмско-Саратовского авлакогена и леонидовская свита абдулинской серии Камско-Бельского и Серноводско-Абдулинского авлакогенов являются фациальными аналогами и относятся к верхнему рифею;

- на юго-востоке Пачелмско-Саратовского авлакогена, вдоль северного обрамления Прикаспийской впадины, между существенно красноцветными терригенными образованиями соколовогорской свиты и сероцветными глауконитсодержащими песчаниками, алевролитами и аргиллитами пересыпкинской серии тангаурского горизонта, нами выделена саратовская серия, представленная пестроцветными терригенно-карбонатными отложениями спартаковской и коптевской свит.

Как следует из приведенной выше характеристики разреза саратовской серии, по литологическому составу, строению и последовательности напластования спартаковская и коптевская свиты очень близки, соответственно, бедерышинской подсвите зильмердакской свиты и катавской свите кипчакского горизонта Южного Урала. В центральной и восточной зонах Камско-Бельского авлакогена первой из них отвечает приютовская свита, а вторая уверенно сопоставляется с шиханской свитой. В Серноводско-Абдулинском авлакогене аналогов коптевской свиты не установлено. Правомерность предлагаемой корреляции подтверждается и близкими значениями К–Аг датировок глауконита из средней ча-

сти коптевской свиты (скв.10 Пугачёвская) – 898 млн лет [4] и нижнекатавской подсвиты – 938 млн лет [23].

Все это служит основанием для признания сомовской серии и соколовогорской свиты Пачелмско-Саратовского авлакогена фациальными и возрастными аналогами всей, или большей части, добедерышенской последовательности кипчакского горизонта Южного Урала. Дополнительным аргументом в пользу такой корреляции является также отсутствие в полных разрезах сомовской серии и соколовогорской свиты (скв.1 Сомовская, скв.1 Салтыковская, скв.2 Калышлейская) явных следов перерывов или несогласий.

4. При существующем уровне изученности, как вариант, допустима корреляция базальных отложений рифея Пачелмско-Саратовского авлакогена в объеме верхней (?) части каверинской серии с нижнерифейскими (?) троицкой и, может быть, боровской свитами северо-восточной и западной зон Серноводско-Абдулинского авлакогена [24]. Такое сопоставление в полной мере справедливо и для татищевской свиты. В то же время напомним, что какого-либо надежного обоснования возраста каверинских образований и татищевской свиты, кроме положения в рифейском разрезе, пока не имеется, а это не исключает возможности их «омоложения» в случае получения новых данных до среднего или верхнего рифея. Косвенно на такую вероятность указывает отсутствие на границе каверинской и сомовской серий, а также татищевской и соколовогорской свит в единых разрезах четких следов крупных перерывов или несогласий (скв.1 Сомовская, скв.1 Салтыковская, скв.2 Калышлейская).

Исходя из вышеизложенного, предлагается внести в корреляционную стратиграфическую схему рифейских отложений Пачелмско-Саратовского авлакогена, утвержденную МСК по итогам Уфимского сове-

щения [24], следующие изменения и дополнения (рис. 1):

1. Выделить в указанных границах Каверинскую и Сердобско-Пугачёвскую структурно-формационные зоны, отражающие специфику геологического развития региона.

2. Для Сердобско-Пугачёвской зоны «реанимировать» татищевскую и соколовогорскую свиты, являющиеся фациальными и возрастными аналогами каверинской (тырницкая, инкашская свиты) и сомовской (ртищевская, цнинская свиты) серий Каверинской структурно-формационной зоны.

3. Переместить границу тангаурского и кудашского горизонтов из основания секретаркинской свиты пересыпкинской серии в подошву веденяпинской свиты пачелмской серии.

4. Дополнить рифейскую последовательность региона, между соколовогорской свитой и пересыпкинской серией, выделенной нами саратовской серией в объеме спартаковской и коптевской свит.

5. Соотнести верхнерифейские региональные горизонты Южного Урала (западное крыло и осевая часть Башкирского мегаантиклинория) с их фациальными и возрастными аналогами в Пачелмско-Саратовском авлакогене следующим образом: кипчакскому горизонту должны отвечать сомовская серия (Каверинская зона), соколовогорская свита и саратовская серия (Сердобско-Пугачёвская зона), выражением тангаурского горизонта является пересыпкинская серия, а кудашский горизонт представлен пачелмской серией. В полных разрезах эти серии в рассматриваемом регионе знаменуют собой завершённые трансгрессивные макроциклы седиментации, частично размытые на локальных участках рифейских палеоподнятий. Последнее особенно характерно для области развития Каверинской структурно-формационной зоны, Аткарского палеовыступа кристаллического фундамента и северо-западного окончания

Степновского сложного вала, где формировались даже редуцированные разрезы рифейских отложений.

Наряду с этим наши представления об истории геологического развития Пачелмско-Саратовского авлакогена не исключают средне- и даже верхнерифейского возраста каверинской серии и татищевской свиты. Однако дефицит кернового материала и отсутствие непрерывных пересечений «до-тангаурского» интервала рифейского разреза не позволяют в достаточной мере аргументированно полемизировать с решениями Уфимского совещания МСК [24] об отнесении каверинской серии, а следовательно и татищевской свиты, к нижнему рифею. По нашему мнению, этот вопрос, как и ряд других, может быть решен только бурением

параметрической скважины до поверхности кристаллического фундамента на юго-востоке Саратовского Заволжья, где вдоль северного обрамления Прикаспийской впадины развит наиболее полный в Пачелмско-Саратовском авлакогене разрез рифея, мощность которого оценивается в 3500 м – 4500 м.

В заключение отметим, что предлагаемая нами стратиграфическая схема рифея Пачелмско-Саратовского авлакогена, в отличие от утвержденной МСК [24], предусматривает варианты, адаптированные для Каверинской и Сердобско-Пугачёвской структурно-формационных зон и объективно отражающие полноту разреза и последовательность напластования рифейских отложений в каждой из них.

Л и т е р а т у р а

1. Геология и нефтегазоносность рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области /М. М. Алиев, С. Г. Морозов, И. Е. Постникова, С. В. Яцкевич и др. – М.: Недра, 1977. – 157 с.
2. Докембрийский чехол Русской платформы /М. А. Гаррис, Б. М. Келлер, Д. В. Постников, К. Э. Якобсон // Геохронология СССР. – Л.: Недра, 1973. – С. 111–125.
3. Голубкова Е. Ю. Заключение по результатам микропалеонтологического анализа. – СПб.: ИГГД, 2014. – 5 табл., 9 с. (Фонды НВНИИГГ, г. Саратов).
4. Казаков Г. А., Полевая Н. И. Абсолютный возраст додевонских осадочных толщ Русской платформы и Урала // Стратиграфические схемы палеозойских отложений (додевон). – М.: Гостоптехиздат, 1962. – С. 38–53.
5. Кирсанов В. В. Вендские отложения центральных районов Русской платформы (стратиграфия, условия осадконакопления, вулканизм): автореферат дис. на соиск. учен. степени канд. геол.-минерал. наук. – Москва, 1971. – 25 с.
6. Клевцова А. А., Солонцов Л. Ф. К вопросу о стратиграфической принадлежности и корреляции древнейших отложений осадочного покрова Русской платформы // Известия Казанского филиала АН СССР. Сер. геол. – 1960. – № 9. – С. 241–248.
7. Клевцова А. А. Авлакогены Русской платформы – очаги генерации углеводородов // Разведка и охрана недр. – 2000. – № 6. – С. 19–26.
8. Кондратьева М. Г. Стратиграфия досреднедевонских отложений (казанлинской и пугачёвской свит) Саратовского и Сталинградского Поволжья // Стратиграфические схемы палеозойских отложений (додевон). – М.: Гостоптехиздат, 1962. – С. 76–82.
9. Объяснительная записка к схеме стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы. – Киев: ИГН АН УССР, 1978. – 36 с.
10. Писаренко Ю. А. Тектоническая схема протерозой – верхнедевонского структурного этажа (масштаб 1:1 000 000) // Завершающий отчет по проекту № 7.2–14/06. Граф. приложение № 31. – Саратов: ФГУП “НВНИИГГ”, 2008.

11. Постникова И. Е. Девонские отложения Рязано-Пачелмского прогиба и их аналоги в других частях Русской платформы и на Урале // Стратиграфические схемы палеозойских отложений (девон). – М.: Гостоптехиздат, 1962. – С. 104–112.
12. Постникова И. Е. Нижнепалеозойские отложения района Сердобска // Вопросы геологии и геохимии нефти и газа (Европейская часть СССР). – М.: Гостоптехиздат, 1963. – С. 117–126.
13. Постникова И. Е., Ревенко Э. А. Новые данные о вендском комплексе Волго-Уральской области // Докл. АН СССР. – 1969. – Т. 188. – № 5. – С. 1123–1126.
14. Постникова И. Е. Корреляция разрезов верхнего докембрия западного склона Урала и Восточно-Европейской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1972. – Т. 47. – Вып. 5. – С. 86–102.
15. Структурная карта поверхности кристаллического фундамента (масштаб 1 : 1 000 000) / Е. В. Постнова, Л. И. Сизинцева, С. В. Яцкевич и др. // Годовой отчет по договору № 142 36 36–204. Граф. приложение № 3. – Саратов: ФГУП “НВНИИГГ”, 2005.
16. Ревенко Э. А. Карбонатные толщи докембрия Волго-Уральской области (расчленение и корреляция рифейских отложений по микрофитолитам): автореферат дис. на соиск. учен. степени канд. геол.-минерал. наук. – Саратов: СГУ, 1970. – 16 с.
17. Соколов Б. С. Сравнительная характеристика доэйфельских отложений центральных и восточных районов Русской платформы // Геол. сборник. – Л.: Гостоптехиздат, 1956. – № 2. – С. 36–88.
18. Солонцов Л. Ф., Клевцова А. А., Аксёнов Е. М. Новые данные о стратиграфии рифейских отложений Русской платформы // Советская геология. – 1966. – № 1. – С. 70–77.
19. Солонцов Л. Ф., Аксёнов Е. М. Рифей Восточно-Европейской платформы // Известия ВУЗов. Геология и разведка. – 1969. – № 10. – С. 3–14.
20. К проблеме стратиграфии рифейских отложений Русской платформы / Л. Ф. Солонцов, Е. М. Аксёнов, В. А. Панченко, Н. Т. Поликарпова // Экспресс-информация. Сер. 7. – М.: ВИЭМС, 1974. – Вып. 7. – С. 1–16.
21. Солонцов Л. Ф. Верхнедокембрийские образования Рязано-Саратовского прогиба: автореферат дис. на соиск. учен. степени канд. геол.-минерал. наук. – Казань: КГУ, 1975. – 27 с.
22. Стратиграфический кодекс России. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. – 95 с.
23. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). МСК России. – Екатеринбург, 1993. – 152 с. – 151 схема.
24. Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области (объяснительная записка). МСК России. – Уфа, 2000. – 81 с. – Схема на 2-х листах.
25. Новые данные о строении и условиях накопления отложений рифея – раннего венда в Центрально-Русской системе авлакогенов / Т. Н. Хераскова, Ю. А. Волож, Н. К. Андреева, А. К. Воронцов и др. // Геологический вестник центральных районов России. – 2001. – № 1. – С. 10–22.
26. Шатский Н. С. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнем палеозое // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1955. – № 1. – С. 17–32.
27. Шебалдин В. П. Тектоника Саратовской области. – Саратов: ОАО "Саратовнефтегеофизика", 2008. – 61 с.
28. Яцкевич С. В. Стратиграфия рифейских отложений Саратовского Поволжья // Докл. АН СССР. Сер. геол. – 1970. – Т. 195. – С. 1183–1187.
29. Яцкевич С. В. Эпигенез, стратиграфия и распространение верхнепротерозойских отложений Саратовского Поволжья // Геолого-геофизические исследования в Нижнем Поволжье. – Саратов: СГУ, 1973. – С. 27–44.

