

## Силициты рифея (этапы, особенности, кремнистые пояса и нефтегазоносность)

*Сквозь туман кремнистый путь блестит...*

М. Ю. Лермонтов

Рассмотрена геологическая позиция дофанерозойских силицитов, образующих характерные кремнисто-карбонатные парагенезисы. В стратотипе рифея выявлены основные особенности древнего кремнеобразования, а также главные эпохи развития и циклы эрозии. Впервые обособлены докембрийские кремнистые пояса и на примере одного из них прослежено пространственное развитие силицитов на окраине обширного континента. Использован геологический потенциал кремнистых конкреций, что позволило усовершенствовать методику расчленения древних карбонатных комплексов. Изучение строения и состава позднекембрийских кремнисто-карбонатных комплексов выявило их отличия от фанерозойских аналогов. Силицито-карбонатные парагенезисы образуют самостоятельную геологическую формацию, рифейские представители которой перспективны на обнаружение значительных залежей нефти и газа.

Ключевые слова: *силициты, маркеры, конкреции, кремнистые пояса, эпохи, стадии, перерывы, рифей, нефтегазоносность.*

YU. R. BEKKER (VSEGEI)

## Riphean silicites (stages, features, siliceous belts, and oil and gas content)

Geological position of the pre-Phanerozoic silicites forming characteristic siliceous-carbonate parageneses are considered. Main features of ancient silica formation and major development epochs and erosion cycles are identified in the Riphean stratotype. Precambrian siliceous belts are distinguished, and spatial development of silicites on the margin of vast continent is traced exemplified by one of them for the first time. Geological potential of siliceous nodules is used; this made it possible to improve the method of dismemberment of ancient carbonate complexes. The study of structure and composition of the Late Precambrian siliceous-carbonate complexes revealed their differences from the Phanerozoic analogs. Siliceous-carbonate parageneses form an independent geological formation, the Riphean representatives of which are promising for discovery of significant oil and gas accumulations.

Keywords: *cherts, markers, concretions, chert belts, epochs, stages, breaks, Riphean, oil and gas bearing.*

Кремни ассоциируют с различными глинистыми, карбонатными, туфогенными, железистыми и иными слоями. Для рифея характерна устойчивая связь кремнистых и карбонатных пород. В чехле Восточно-Европейской платформы эта ассоциация известна во многих системах фанерозоя, в частности в мелу, карбоне, силуре и ордовике. Дофанерозойские представители кремнеассоциации в рифейских и дорифейских комплексах расширяют временной интервал парагенезиса до 2,2 млрд лет. Подобная продолжительность литоассоциации определяет значение ее ранних этапов. Протерозойские кремнисто-карбонатные комплексы в сравнении со многими фанерозойскими изучены недостаточно. Тогда как именно они приобрели в последнее время важное практическое значение.

### Основные этапы рифейского кремнеаккумуляции.

На протяжении 1 млрд лет в рифее выделяется несколько этапов, в которых отмечаются кремнистые проявления. В соответствии со стратиграфическим расчленением обычно обособляются нижне-, средне- и верхнерифейские силициты [21]. Подобная трехчленная последовательность эратем

продолжительностью около 300 млн лет приемлема для глобальных обобщений, но более детальная периодичность древних силицитов не разработана и заслуживает внимания. Фанерозойские этапы кремнеобразования выделяются на один, а то и на два порядка точнее с детальностью до яруса и его частей.

Геологическая позиция древних силицитов рассмотрена в стратотипе рифея, где известны представительные разрезы литоассоциации (рис. 1). Позднерифейское кремнеобразование полнопроявлено на Южном Урале. Окремнением охвачены карбонатные слои тангауровского горизонта миньярской свиты верхнего рифея [2]. Свита подразделяется на две подсвиты — минскую и вышележащую бьянскую с кремнистыми конкрециями.

Миньярская свита, бьянская подсвита:

— аргиллито-алевролитовая пачка (40 м). Гидро-слюдистые и каолинито-гидро-слюдистые аргиллиты, глауконитовые алевролиты, кварцевые песчаники с карбонатным цементом;

— докременная карбонатная пачка (250–400 м). Строматолитовые доломиты, доломитизированные

\* Статья Юрия Рафаиловича Беккера, доктора геол.-минер. наук, публикуется посмертно.

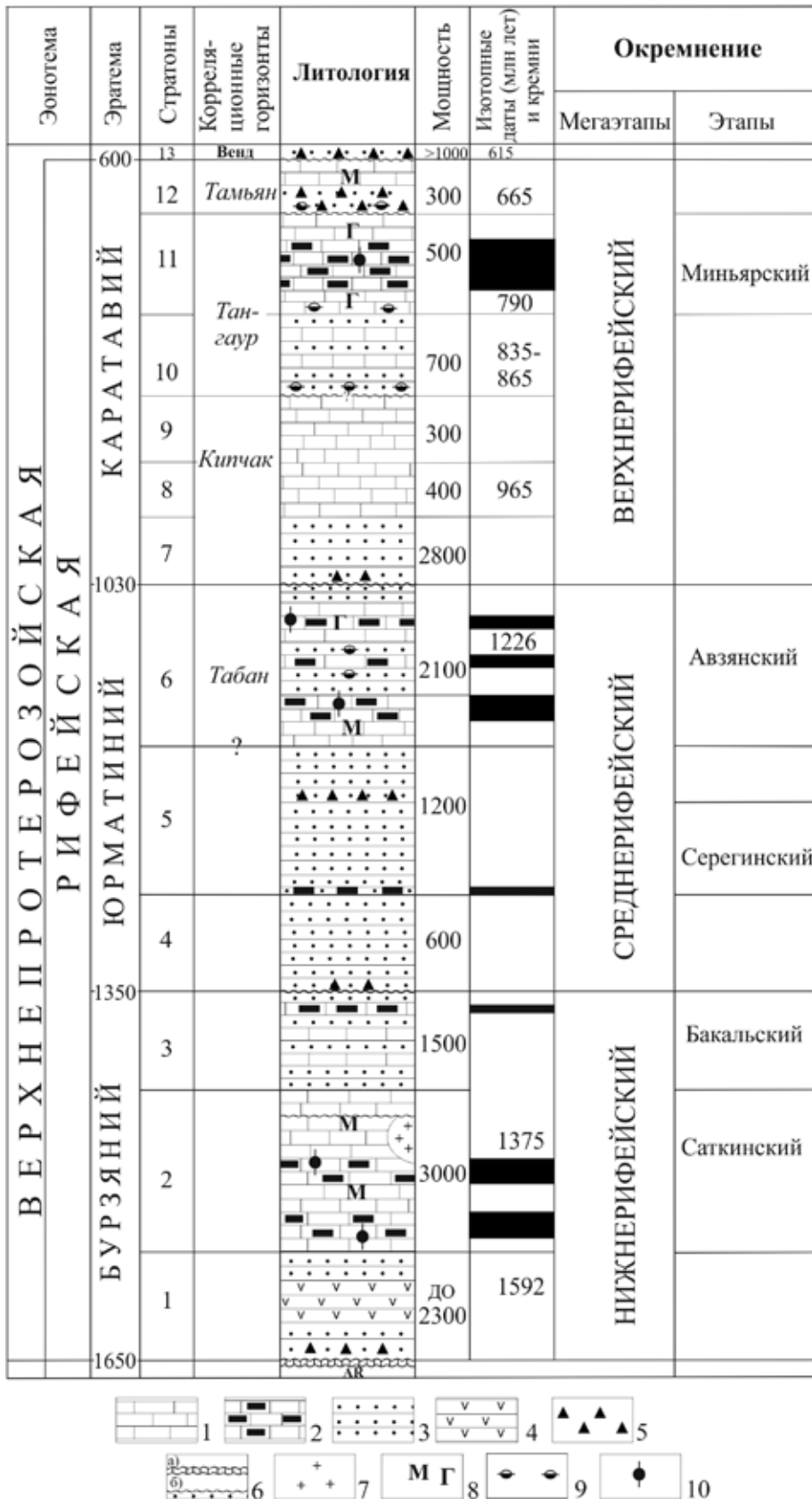


Рис. 1. Стратиграфическая позиция кремнистых пород в стратотипе рифея

Стратоны: 1 – айский, 2 – саткинский, 3 – бакальский, 4 – зигальгинский, 5 – зигазино-комаровский, 6 – авзянский, 7 – зильмердакский, 8 – катавский, 9 – подинзерский, 10 – инзерский, 11 – миньярский, 12 – укский, 13 – ашинский.

1 – карбонатные породы; 2 – кремнисто-карбонатные ассоциации; 3 – обломочные породы; 4 – вулканогенные породы; 5 – фрагменты кремней в обломочных породах; 6 – перерывы (а – глобальные, б – межрегиональные); 7 – граниты рапакиви; 8 – магнезиты (М), псевдоморфозы гипса (Г); 9 – глауконит; 10 – кремнистые микрофоссилии. Ширина полос отражает интенсивность кремнеобразования

известняки, глинистые карбонаты и карбонатные брекчии. Количество строматолитовых построек увеличивается вверх по разрезу, что приводит к обособлению нижней карбонатной и верхней биогермной толщ, граница между которыми плохо определена, а корреляционный потенциал проблематичен;

– кремнисто-карбонатная пачка (150–250 м). Карбонатные породы близки к пачке 2, но с конкрециями силицитов, среди которых впервые для рифея выделены два генетических типа кремней (первичные и вторичные) [2];

– надкремневая карбонатная пачка (0–50 м). Она завершает разрез миньярской свиты. Представлена доломитами и известняками, лишенными силицитов. Развита фрагментарно, местами целиком размыта.

Перерыв, продолжительность которого оценивается неоднозначно, от 10 до 80 млн лет.

Устанавливается не менее двух фаз эрозии миньярских кремней: позднерифейская, по наличию фрагментов силицитов в укской свите; ранневендская, по развитию ашинских конглобрекций с кремнями. Геохронологические даты по докремневым миньярским глауконитам и карбонатам ( $780 \pm 85$  млн лет Pb-Pb), а также по посткремневым укским глауконитам ( $687 \pm 29$  млн лет Rb-Sr) позволяют оценить возраст силицитов верхнего рифея в 700–750 млн лет. Кремни принадлежат к тангауровским слоям с *Minjaria* и *Gymnosolen*, залегающим выше кипчакского горизонта (рис. 1). Близкие по возрасту силициты известны на Северном Урале, Тимане, п-ове Канин, в Норвегии. Неопротерозойское кремненакопление было межрегиональным и одним из значительных в истории Земли.

Среднерифейское кремненакопление представлено в авзянских слоях, завершающих юрматинскую эратему, и местами в зигазино-комаровских отложениях (рис. 2). Авзянская ассоциация – сложный стратиграфический объект. Известны трех-, четырех-, пяти-, шести- и семичленные схемы ее расчленения. Обилие стратиграфических схем указывает на сложность строения разрезов. В соответствии с пятичленной схемой [6] выделены следующие толщи (рис. 2): катакская (300–500 м), глинисто-карбонатная с кремнями; малоинзерская (250–500 м), преимущественно глинисто-сланцевая; ушаковская (0–100 м), карбонатная с конкрециями кремней; куткурская (110–400 м), алевролит-сланцевая с глауконитом; реветская (250–700 м), карбонатная с кремнистыми конкрециями.

Приведенное расчленение получило распространение, но ранг подразделений устанавливается неоднозначно: то как толщи или связки [25], то как подсвиты [24]. За почти столетие изученные стратона обрели типовые разрезы и четкие границы. Взаимные соотношения обоснованы детальным геологическим картированием. В составе стратонов установлены толщи, пачки, слои с характерными литологическими, геохимическими и петрофизическими особенностями [13, 15]. В современных схемах подобные подразделения выделяются в самостоятельные свиты [23]. Положение авзянского стратона среди свитных подразделений условно и отражает скорее утратившее значение традиции, чем реальный анализ строения в соответствии с современными стратиграфическими критериями. Мощная сложнопостроенная полициклическая и разнофациальная авзянская последовательность

заметно отличается от смежных подразделений и отвечает серийным таксонам [23].

Кремнистые образования в авзянском стратоне известны на трех разновозрастных уровнях (катакский, ушаковский и реветский), отвечающих самостоятельным стадиям среднерифейского кремнеобразования (рис. 2). Наибольшего разнообразия силициты достигают в реветских слоях. Возраст кремней устанавливается по K-Ag датировке глауконитов (1226 млн лет) из маркирующих слоев, разделяющих ушаковские и реветские силициты [25]. Датировка куткурских глауконитов вызвала некоторые сомнения, но нашла подтверждение в результатах хемотратиграфических исследований [30].

Помимо авзянских силицитов, в среднем рифее известно небольшое кремнепроявление в нижней части зигазино-комаровских слоев [6]. Кремни отмечены в слоистых глинистых доломитах, принадлежащих к серегинской толще. Мощность светлосерых и темно-серых карбонатов около 40 м [16]. Особенности кремней слабо изучены.

Продукты размыва юрматинских кремней выявлены в базальных бирьянских конгломератах верхнего рифея (рис. 1). Исходя из имеющихся геохронологических данных, можно предполагать, что авзянское кремнеобразование проявилось на этапе с изотопными ограничениями 1200–1250 млн лет, а серегинское в условных пределах 1300–1350 млн лет. Мезопротерозойские силициты развиты в европейских разрезах более ограниченно, чем позднерифейские.

Нижнерифейские кремни проявлены в саткинских доломитах и меньше в бакальских известняках (рис. 1). Строение саткинских отложений неоднократно рассматривалось в геологической литературе [24, 25]. Отметим только, что ранг сложноустроенного саткинского стратона мощностью около 3,5 км, как и авзянского, нуждается в пересмотре и отвечает не свитным, а серийным таксонам [23], что стало очевидным после выявления предкозымовского перерыва. Саткинские конкреции и линзы образованы серыми и темно-серыми силицитами. В преимущественно карбонатном стратоне выделяются нижне- и верхнекусинские кремни, отвечающие особенностям двухстадийного окремнения. Мощность нижней кремнисто-карбонатной залежи около 200 м, а верхней наполовину меньше. В межкремневых карбонатах мощностью до 700 м развиты пластовые и столбчатые строматолиты, среди них *Kussiella*. Окремнение затронуло как хомогенные, так и строматолитовые доломиты, а также карбонатные брекчии. Геохимической особенностью кусинских слоев является повышенное содержание фосфата. Развитие микрофоссилий в кусинских кремнях [21] указывает на диагенетическую природу древнего рифейского окремнения.

Как известно, саткинские доломиты рвутся гранитами рапакиви с возрастными 1360 и 1375 млн лет (рис. 1). Нижнерифейские кремни моложе основных вулканитов айской свиты с цирконом, датированным 1615 млн лет (U-Pb), и близки ко времени диагенеза козымовских известняков в кровле саткинского стратона –  $1550 \pm 30$  млн лет (Pb-Pb). Временной интервал 1550–1600 млн лет, по-видимому, отвечает периоду древнейшего рифейского кремнеобразования.

Нижний рифей в стратотипических разрезах завершается циклично построенным бакальским стратоном (1300 м), в кровле которого отмечены

кремни [12]. Силициты развиты в средней части верхнебакальской пачки (60 м), образованной светло-серыми слоистыми известняками. Кремнистые миниконкреции размером около 1 см распространены на ограниченной территории, где сохранилась от размыва кровля бакальского стратона. Выше по разрезу горизонт с кремнями сменяется биогермным горизонтом (30 м) со строматолитами и микрофитолитами типа озагия. Судя по стратиграфическому положению и изотопным данным, возраст кремней 1400–1450 млн лет. При общности геологической позиции бакальская ассоциация заметно выделяется в рифее ослабленным кремненакоплением и известняковым составом вмещающих пород. Нижнерифейское кремненакопление известно не только на Урале, но и в Сибири. Стратотип рифея имеет ключевое значение для разработки периодичности древнего кремнеобразования с условными изотопными ограничениями 700–750, 1200–1250, 1300–1350, 1400–1450 и 1550–1600 млн лет. Этапы кремненакопления разделены временными промежутками в сотни миллионов лет. Для фанерозоя установлена периодичность, в которой паузы кремнеобразования заметно короче (десятки миллионов лет). Эпохи древнего кремнеобразования тесно связаны с развитием микрофоссилий, но эволюция древнего микромира характеризуется иными этапами [21, 28].

**Эрозионные циклы.** Цикличность – характерная особенность рифейского седиментогенеза. Она связана с явными и скрытыми контролирующими факторами осадконакопления. Перерывы устанавливаются в основании мегациклов, базальные слои которых содержат продукты размыва подстилающих пород, в частности силицитов. Подобные соотношения определяют верхний возрастной предел кремнистых этапов. Вопрос о связи кремнистых конкреций с перерывами и корами выветривания неоднократно рассматривался в геологической литературе и решался неоднозначно. В стратотипических разрезах рифея присутствует несколько типов перерывов (рис. 1).

1. Глобальные несогласия в основании рифея и его возрастных аналогов, проявленные на многих континентах. На Урале установлен перерыв между тараташским комплексом, ныне относимым к архею [3], и базальными айскими слоями рифея. Различие в возрасте контактирующих комплексов около 1 млрд лет.

2. Межрегиональные перерывы на границах крупных подразделений со значительными стратиграфическими пробелами, древним карстом и угловыми несогласиями [3, 22, 24, 25]. Кремнистые залежи в течение рифея неоднократно вовлекались в размыв. В айских конгломератах установлены неравномерно окатанные гальки тараташских джеспилитов и кремнистых роговиков размером до 25 см. В составе туканских песчаников среднего рифея известны многочисленные ожелезненные зерна кремня [16].

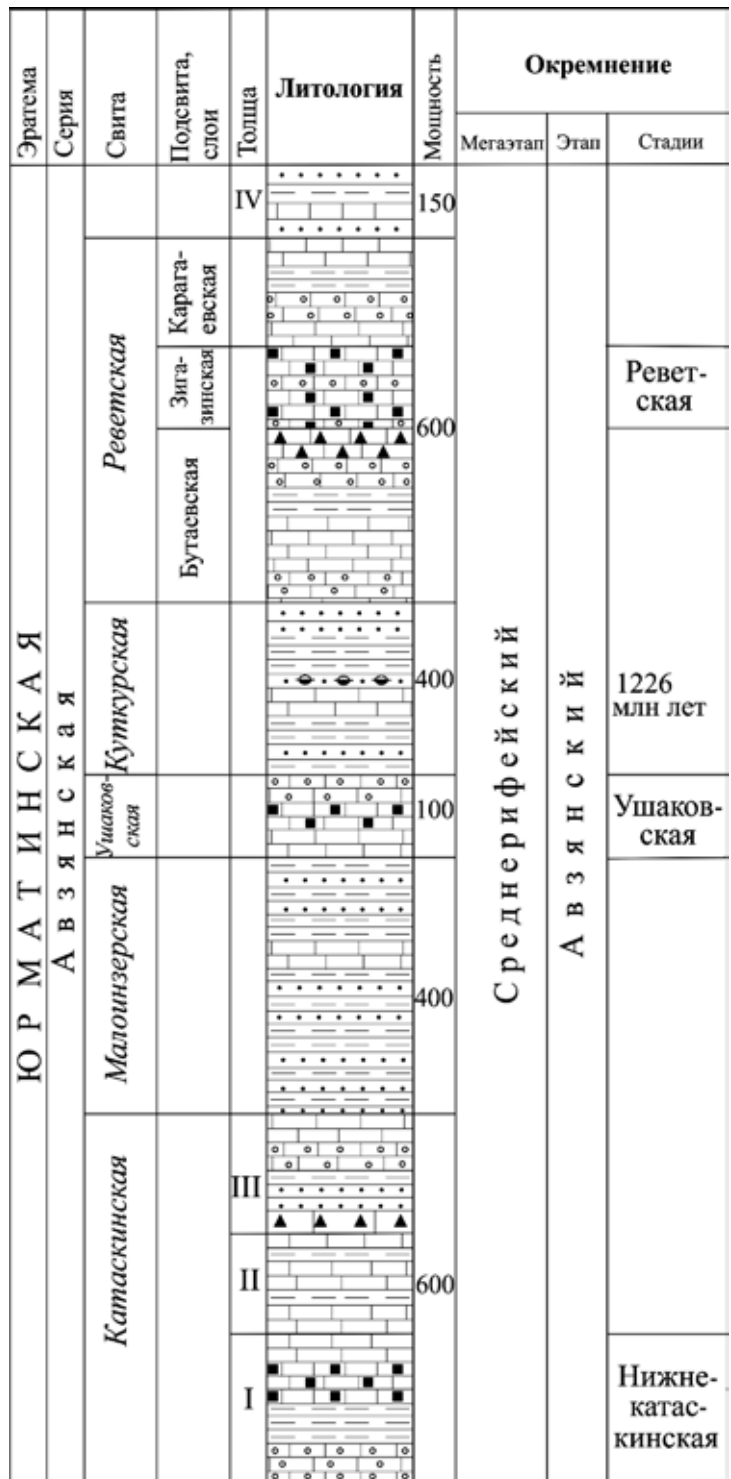


Рис. 2. Силициты в стратотипе среднего рифея

Толщи: I – кремневая, II – рудная, III – надрудная, IV – тюльменская.  
 1 – карбонатные породы; 2 – карбонатные породы с кремнями; 3 – строматолитовые карбонатные породы; 4 – карбонатные брекчии; 5 – обломочные породы; 6 – глинистые породы; 7 – кремнистые микрофоссилии

В базальных конгломератах верхнего рифея локально развиты угловатые обломки серых и темно-серых кремней в соотношении 2 : 1. По внешнему облику и микроскопическим особенностям кремни близки к нижележащим реветским, в которых также наблюдается преобладание светлоокрашенных конкреций. В бирьянских конгломератах отмечается присутствие железненных яшм. Наиболее крупные глыбы кремней (до 2 м длиной) выявлены в базальных молассах венда [4]. Их сходство с миньярскими кремнями сомнений не вызывает. Заметно меньший размер имеют фрагменты кремней и миньярских доломитов в кальтыгауских тиллитах докембрия на восточном крыле Башкирского поднятия. Доашинский перерыв проявлен в Предуралье, где аналоги укских, миньярских и инзерских слоев размыты, что впервые установлено в скв. Шихан-5 [4] и сопредельных разрезах. Вендские малассы залегают на пестроцветных тонкослоистых карбонатах, которые сопоставлены автором с катавским горизонтом. Таким образом, рифейское кремненакопление доорогенное (домалассовое), а в палеоклиматическом отношении доледниковое.

3. Региональные перерывы, установленные на отдельных уровнях рифейской последовательности. Среди них предкозымовский пробел в саткинских слоях нижнего рифея и преддукский перерыв в верхнем рифее. Угловые несогласия не характерны для региональных перерывов, которые трассируются по наличию продуктов размыва подстилающих пород и стратиграфическим пробелам. Укский перерыв фиксируется выше кровли миньярских кремнистых залежей и знаменует собой начало нового этапа осадконакопления, лишённого пластовых силицитов. Подобная тенденция характерна не только для Северного Урала, где обособляются аналоги укских слоев [3, 18, 25]. Нет единого мнения о соотношении инзерского стратона тангауровского горизонта с нижележащими слоями верхнего рифея. А. И. Олли [16] выделял самостоятельный инзерский цикл осадконакопления, М. Е. Раабен [18] рассматривала инзерский стратон как фациальное подразделение верхнего рифея.

Геологосъемочными работами установлено широкое развитие инзерских отложений в разрезе Башкирского поднятия, где они залегают на разновозрастных слоях. Наблюдения автора на р. Зилим в районе с. Толпарово и в ряде других мест показывают, что инзерские базальные слои сильно ожелезнены, резко отделяются от подинзерских карбонатов и не обнаруживают признаков фациальных переходов.

Верхняя граница инзерского стратона менее резкая, но лишена фациальных соотношений с миньярскими слоями. Особенности инзерских контактов потребуют дальнейшего внимания, но объединение различных по составу, строению и распространению инзерских и подинзерских стратонов под единым названием «инзерская свита» — типичный путь в решении существенного вопроса.

Перерыв (возможно, диастема) разделяет верхний и нижний зильмердакские ритмы, на что указывают заметное изменение мощности в кровле нугушских слоев; наличие в белоцветных лемзинских слоях обломочных частиц пестроцветных нугушских алевропелитов; резкое литологическое различие приконтактных зон, и в особенности нугушских пачек; известное отличие в составе микрофоссилий зильмердакских ритмов верхнего рифея

[21]. Продолжительность многих древних перерывов надежно не установлена, но значительные пробелы в разрезах показывают, что часть рифейского времени занимают недостаточно изученные паузы в седиментации, которые необходимо учитывать при разработке литолого-стратиграфических, био-стратиграфических и геохронологических схем.

Рассмотрение дофанерозойских несогласий показывает, что кремнистые горизонты в одних случаях предшествуют перерывам, а в других геологически не связаны с ними. Перерывы сопровождались увеличением трещиноватости, кавернозности и некоторым улучшением коллекторских свойств кремнистых горизонтов.

Появление и исчезновение кремней в карбонатных средах обусловлены сложным сочетанием тектонических, биологических и седиментационных процессов. Стабильная тектоническая обстановка в зонах погружения кратона — залог устойчивости формирования древних силицитов.

Эрозионные циклы подтверждают периодичность рифейского кремнеобразования и трассируют верхние возрастные ограничения разновозрастных силицитов.

**Кремнистые пояса рифея.** Кремнистые провинции рифея ранее не выделялись, особенности пространственного размещения силицитов почти не изучены. В сущности это первый опыт анализа основных черт одной из форм развития силицитов — кремнистых поясов позднего докембрия. Кремнистые пояса — крупные линейные или дугообразные прогибы большой протяженности на окраинах древних континентов, где формировались силициты в ассоциации с карбонатными или иными комплексами. По уровню сохранности древние пояса заметно отличаются.

Лучше сохранился позднерифейский пояс протяженностью несколько тысяч километров. В нем обособляются южноуральский, североуральский, тиманско-канинский и варангерский сегменты (Геологическая карта Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления. Довендские образования, масштаб 1 : 2 500 000, 1996). Корреляция силицитов различных сегментов базируется на геологических, изотопных и биостратиграфических данных, включая сонахождение с характерными для верхнего рифея строматолитами *Minjaria* и *Gymnosolen* [10, 18].

Южноуральский сегмент длиной более 300 и шириной около 100 км имеет субмеридиональную ориентировку и принадлежит к числу лучше изученных в позднерифейском поясе. Учитывая складчатые деформации, первичная зона кремнеобразования превышала 50 тыс. км<sup>2</sup>. Мощность кремнисто-карбонатной ассоциации 150–200 м. Окремнение приурочено к тонкополосчатым и слоистым карбонатам и в меньшей мере охватывает их массивные разновидности. Столбчатые строматолиты верхнего рифея почти не затронуты окремнением [11]. Среди кремнистых образований преобладают конкреции, линзовидные залежи имеют подчиненное значение. Интенсивность кремнеобразования — одна из самых значительных в рифее.

Североуральский сегмент по площади составляет примерно треть южноуральского. Преимущественно светло-серые кремни приурочены к верхнерифейским карбонатным породам низьвенской свиты, включающей докремнистые, кремнистые и посткремнистые слои. Последние содержат стромато-

литы *Linella* [18] и выделяются как рассожиинские слои [3]. Стратиграфические и палеонтологические данные позволяют коррелировать миньярские и низьченские кремни, принадлежащие к доукским (дорассохинским) отложениям. Мощность кремнисто-карбонатной пачки 100–270 м. Протяженность и размер биогермов возрастают, а интенсивность окремнения несколько уменьшается по сравнению с южноуральским сегментом.

Тимано-канинский сегмент протяженностью более 1000 км включает ряд верхнерифейских местонахождений карбонатных пород с серыми и темно-серыми кремнями. Среди них Джемим-парма, Оч-парма, Цильменский камень, а также мысы Лудоватые на п-ове Канин. Кремни ассоциируются с биогермными постройками строматолитов тангауровского горизонта рифея *Minjaria uralica* и *Gymnosolen ramsayi* [18].

В варангерском сегменте кремни распространены в доломитах Грасдален, завершающих Танафьорд группу (1500 м). Слои Грасдален (260 м) имеют двучленное строение и в верхней части (180 м) включают окремненные доломиты со строматолитами *Minjaria* и *Parmites*. Доломиты с кремнями с размывом перекрываются вендскими тиллитами Смаль-фьорд, которые содержат угловатые фрагменты микрофитолитовых верхнерифейских карбонатов. Более полно кремни развиты в доломитах Протсангер на юге одноименного фьорда, западнее структур Варангера. Окремненные доломиты несогласно перекрыты ледниковым вендом и по геологическим и палеонтологическим данным принадлежат к тангауровскому горизонту.

Диagenетические силициты с изотопным возрастом 700–800 млн лет известны на Шпицбергене в слоях Дракен (150–250 м) [30].

Геологические сегменты образуют дугообразный кремнистый пояс, обрамляющий древний континент. Протяженность пояса 4000 км, но на южное, ни северное его ограничения надежно не установлены. В пределах Галицийского обрамления континента, вскрытого на Кавказе и в Добрудже, кремнистые парагенезы со строматолитами и глауконитом неизвестны. По-видимому, кремнистый пояс верхнего рифея там отсутствовал или был развит ограниченно.

Общие черты древнего кремневого пояса – принадлежность кремнистых ассоциаций к верхней части рифея; парагенез кремней и доломитов (хемогенных, строматолитовых, гипсоносных, обломочных); кварцевый, халцедоно-кварцевый состав силицитов; диagenетический генезис главной части конкреций; развитие биогермных построек, наличие глауконита.

Особенности седиментации позволяют предполагать, что позднедокембрийский пояс располагался в эвапоритовой, возможно приэкваториальной зоне, где максимальный световой уровень способствовал развитию древнего фотосинтеза. Структурная позиция кремней рифея в известной мере близка к некоторым фанерозойским, в частности верхнемеловым силицитам юго-западного обрамления Восточно-Европейской платформы [20]. Более древние нефтематеринские доманиковые фации девона образуют протяженный кремнистый пояс субмеридиональной направленности от тиманских структур до южного обрамления Урала [29]. Рифейские кремнистые провинции в миниатюре напоминают современные планетарные пояса кремне-

накопления [14] с локальными зонами апвеллинга и массовым развитием планктона. Таким образом, кремнистые пояса зародились в докембрии и позднее неоднократно возобновлялись и расширялись в ходе эволюции седиментогенеза. Разновозрастные пояса обнаруживают преемственность в развитии. Например, доманиковый пояс унаследовал направление развития и общую тектоническую позицию от более древнего позднедокембрийского. Кремнистые пояса как существенные элементы палеогеографии целесообразно показывать на картах различного геологического содержания.

#### **Вмещающие слои как среда кремнеобразования.**

Несмотря на различные физико-химические условия образования [7], карбонаты и кремни представляют собой одну из устойчивых ассоциаций в истории Земли. Переслаивание пород иногда приобретает регулярный характер, но внутри карбонатные циклы проявлены не всегда четко. Мощность кремнисто-карбонатных пачек достигает 200 м и более, что свидетельствует о продолжительности древних процессов кремнеобразования, которые повторялись в развитии и охватывали значительные территории.

Ритмичное строение кремнисто-карбонатных ассоциаций представлено на рис. 3. Обращают на себя внимание вариации мощностей карбонатных слоев при стабильных значениях кремнистых линз. Литофонд характерной реветской ассоциации среднего рифея включает доломиты с подчиненными прослоями известняков, глинистых сланцев и своеобразных обломочных пород. Выделяется несколько типов доломитов:

- хемогенные плитчатые доломиты, разнообразные по окраске и текстуре;

- доломитовые брекчи – неизменная составляющая кремнисто-карбонатных парагенезов рифея. Они наиболее полно представлены в миньярских и авзянских слоях;

- фитогенные массивные доломиты со столбчатыми и пластовыми строматолитами, образующими многочисленные, преимущественно мелкие биогермы;

- микрофитолитовые доломиты развиты в слоях, содержащих проблематичные перекристаллизованные *Vesicularites* и редкие *Osagia* [11];

- гипсо-доломиты выделяются по наличию псевдоморфоз или кристаллов гипса, рассеянных на пластовых поверхностях. Псевдоморфозы установлены в нижней и верхней частях реветского разреза, а кристаллы гипса в миньярских слоях каратавия. Хемогенные известняки ограниченно развиты в реветских разрезах и по внешним особенностям близки к плитчатым доломитам. Формирование известняков, по-видимому, – результат кратковременного опреснения древних водоемов.

Гидрослюдистые глинистые сланцы (серые, темно-серые и зеленовато-серые, иногда пестроцветные) образуют маломощные прослои среди карбонатных пород. Среди глинистых компонентов преобладают гидрослюды политипа 1М в ассоциации с железисто-магнезиальными хлоритами и смешаннослойными образованиями [26]. Некоторые слои близки к алевролитам и содержат обломочные кварцевые зерна. В той или иной степени глинистые породы карбонатизированы.

Доля обломочных пород в реветских слоях невелика, но она важна для решения генетических вопросов. В отличие от авзянских морских грау-

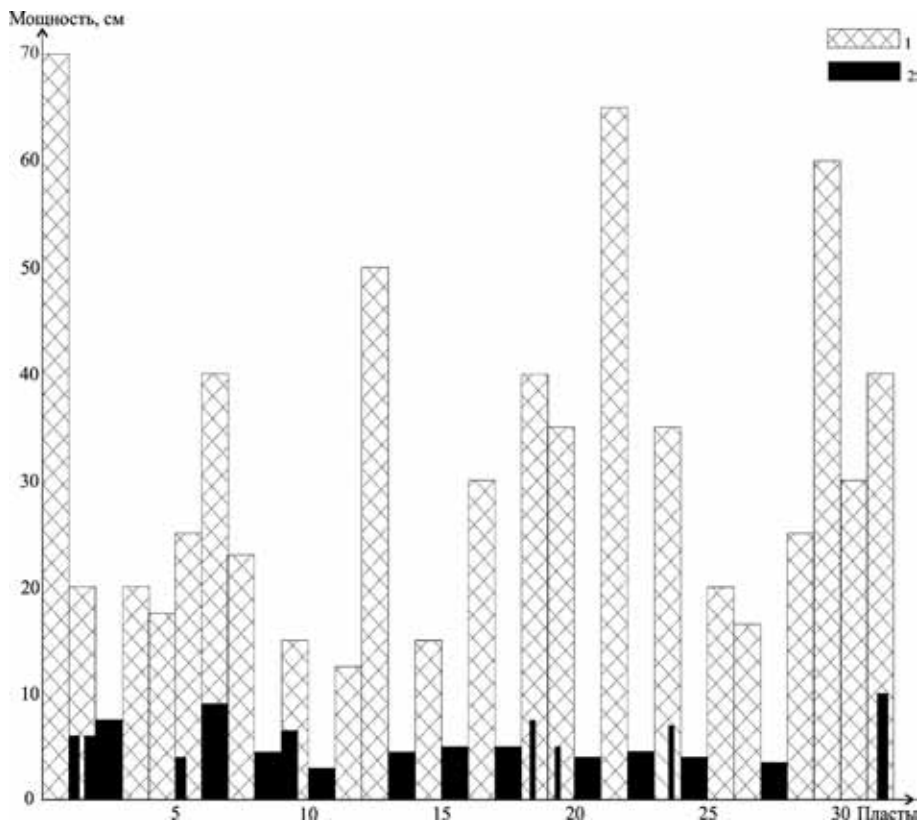


Рис. 3. Строение кремнисто-карбонатных парагенезисов докембрия. Верхний рифей, бассейн р. Ай в районе устья р. Сикияз  
1 – карбонатные породы, 2 – силициты

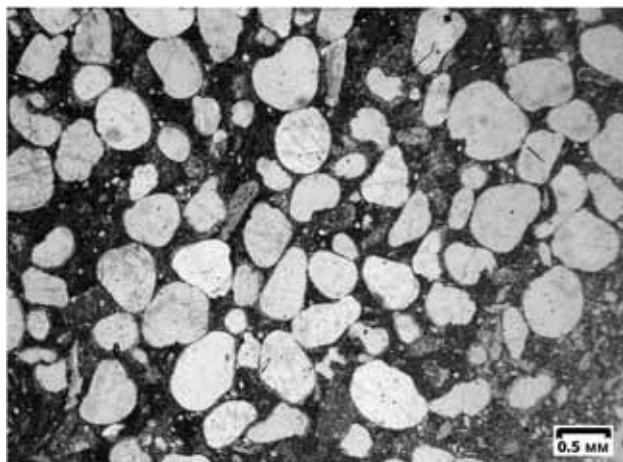


Рис. 4. Реветский кварцевый песчаник с базальным и поровым карбонатным цементом. Средний рифей, р. Зигаза, гора Харан-Тау. Николи ||

вакк и субграувакк [13] нами выявлены слои иного состава и генезиса (рис. 4). Они представлены мономинеральными песчаниками, алевролитами, образующими маломощные линзы среди доломитов. Песчаники и алевролиты сложены зернами кварца с поровым или базальным доломитовым цементом. Отмечается высокая степень окатанности зерен кварца, что заметно отделяет кварцевые песчаники от иных обломочных слоев. Кварцевые зерна не только хорошо окатаны, но и отсортированы. Подобные окатанность и сортировка зерен воз-

никают при многократном переотложении кварца в процессе золотой транспортировки. Особенности залегания линзовидных тел, однородный гранулометрический состав, хорошая сортировка и окатанность свидетельствуют о бывших ветровых потоках различной, но в целом высокой интенсивности, периодически выносивших обломочный материал с платформенной суши в бассейн.

Для реветского бассейна характерно развитие глауконитосодержащих слоев. Аутигенный, преимущественно богатый алюминием глауконит приурочен в рифее к карбонатным и относительно тонкозернистым обломочным осадкам. Среди последних количество глауконита достигает 20–30 %. Размер зерен глауконита нередко в 3–5 раз превышает величину кварцевых обломков. Глауконитовые залежи формировались при замедленной седиментации в морских, динамически-активных средах и, возможно, в древних зонах апвеллинга. Особенностью изолированного реветского водоема была периодически возникающая повышенная соленость, что приводило к образованию гипсо-доломитов в условиях, близких к семиаридным.

В карбонатных, кремнистых и глинистых породах рифея частично сохранились органические компоненты, но среднее содержание органического углерода не достигает и 0,5 % [19]

**Морфологические и генетические особенности древних силицитов.** Силициты позднего докембрия, как и существенная часть древних карбонатных комплексов, образуют межрегиональные пояса значительной протяженности. Доля кремней обычно не превышает 8–10 % от общей мощности карбонатного разреза. Мощность кремнистых

линз достаточно выдержана в отличие от мощности межкремневых карбонатов (рис. 3). Окремнением захвачены карбонатные породы, завершающие рифейские мегациклы и отвечающие максимальным трансгрессиям. В меньшей мере кремни отмечаются в доломитах средней части мегациклов. В базальных слоях выявляются продукты размыва кремнистых залежей. Интенсивность окремнения заметно изменяется с возрастом от значительного миньярского до ослабленного бакальского. Конкреции – преобладающая форма обособления силицитов во многих карбонатных комплексах позднего докембрия.

Древние силициты различаются по окраске. Цветовая палитра кремней несколько богаче, чем вмещающих отложений и включает светло-серые, розоватые и серые разновидности, четко обособляющиеся на пластовых поверхностях. Подчиненное значение имеют темно-серые и коричневатые кремни, содержащие микрофоссилии. Форма кремней, как и окраска, характеризуется значительным разнообразием. Полного соответствия между формой и окраской не установлено. Выделяется несколько морфологических разновидностей. В массивных доломитах развиты округлые или эллипсовидные конкреции, зональные или однородные. В плитчатых доломитах большое значение имеют межпластовые уплощенные кремнистые линзы, параллельные плоскостям напластования. Силицитовые линзы иногда сближаются и сливаются, но не образуют протяженных пластов. Сrostки конкреций в рифее развиты ограниченно. Секущие трубообразные кремни, ориентированные наклонно или почти вертикально к плоскостям напластования, принадлежат к самостоятельному морфотипу. Особой формой залежей являются кремнистые сети, образованные вертикальными, наклонными и субгоризонтальными, преимущественно эпигенетическими силицитами. Протяженность угловатых ячеек сетей не превышает первых метров. Кремнистые сети локально развиты преимущественно в верхах рифейского разреза и отражают позднейшие процессы перераспределения кремнезема. Границы между кремнями и доломитами достаточно резкие, конкреции с трудом отделяются от вмещающих пород, что осложняет восстановление первичной формы залежей. Характерное для фанерозоя биоморфное окремнение следов жизнедеятельности и своеобразные крупные шаровые конкреции в рифее надежно не установлены.

Древние силициты неоднородны по размеру. Наряду с преобладающими округлыми конкрециями диаметром 2–5 см наблюдаются более крупные пластовые линзы протяженностью 80–100 см. К тем же значениям приближается длина кремнистых прожилков и некоторых трубообразных форм диаметром до 20 см. Микроконкреции диаметром менее 1 см развиты преимущественно в бакальских известняках.

Формы и размеры диагенетических конкреций устойчиво повторяются в рифее на протяжении 1 млрд лет, что, по-видимому, обусловлено физическими особенностями вмещающих карбонатных пород, в частности их первичной пористостью. Морфология и размеры эпигенетических кремней более разнообразны. Вертикальные и наклонные трещины, как открытые, так и почти закрытые, вмещают различные кремнистые залежи, лишённые единой ориентировки. По типу строения среди кремнистых конкреций преобладают асимме-

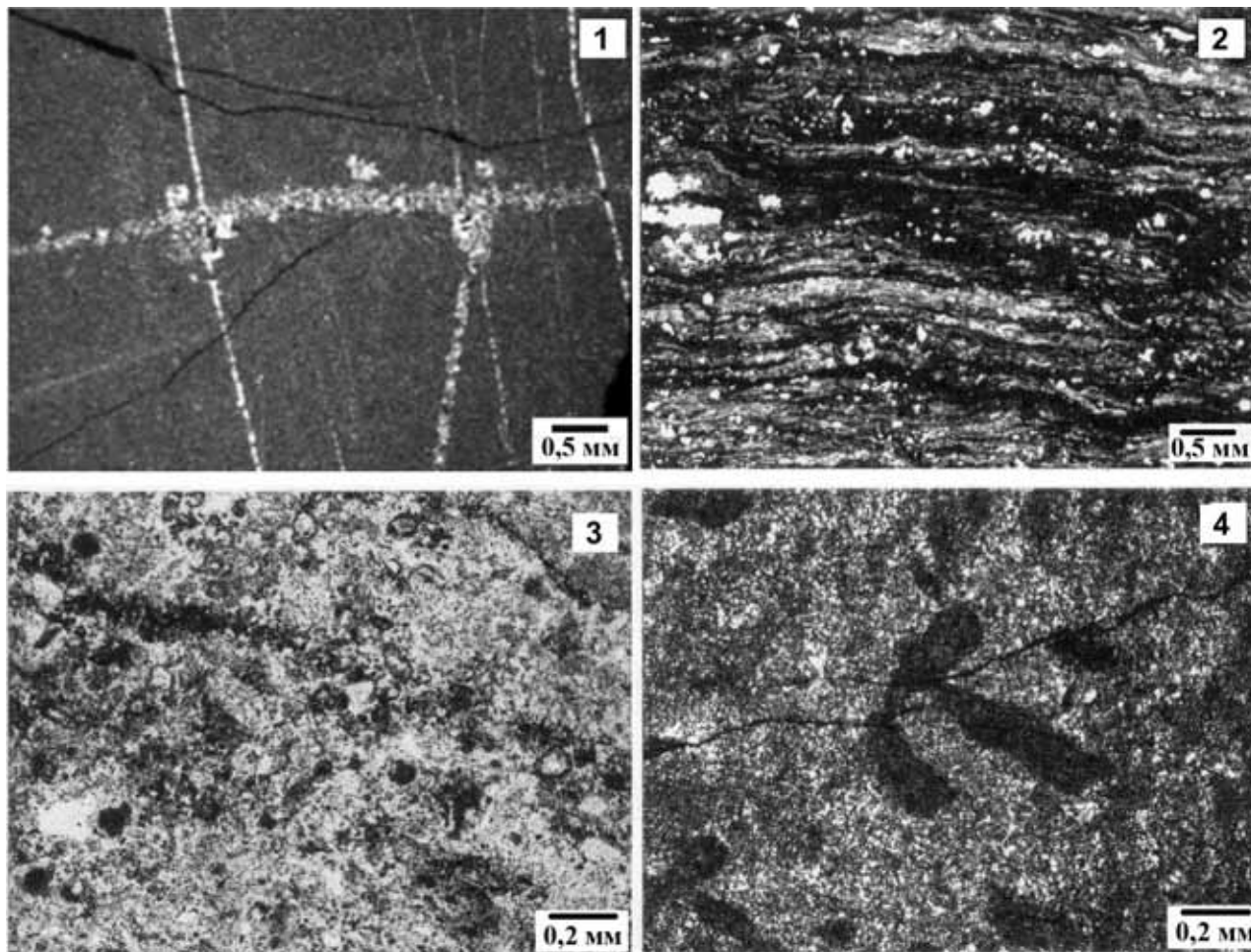
тричные формы. Позднейшие напряжения усложнили строение асимметричных залежей. Заметно меньшее развитие имеют концентрически-зональные конкреции, сохранившие почти полностью симметричное строение. Поверхности конкреций матовые, слабобугристые, шероховатые или гладкие. Нижние и верхние части конкреций иногда различаются по степени шероховатости. По-видимому, особенности микрорельефа поверхности обусловлены различной скоростью формирования стяжений. Разнонаправленная вертикальная и горизонтальная трещиноватость – характерная особенность силицито-карбонатных комплексов. Трещины радиальной направленности пересекают не только силициты, но и вмещающие слои. Рифейские кремни затронуты процессами перекристаллизации, макро- и микроскладчатости, что определяет их принадлежность к доскладчатым образованиям [2].

Вопреки сложившимся представлениям, рифейские кремни по составу не только кварцевые, но и халцедоно-кварцевые. Обе разновидности пространственно тесно связаны. Содержание халцедона обычно 10–15 %. Целиком халцедоновые кремни, в отличие от кварцевых, не наблюдались. Халцедон отмечается в прожилках или округлых и полуокруглых сферолитах радиально-лучистого и волокнистого строения. Округлые выделения халцедона рассматривают как остатки фоссилизированных газовых пузырей, возникших при разложении водородсодержащих матов [21]. Кварцевые кремни однородны, не содержат карбонатных прослоев и четко обособляются от вмещающих пород. Основной особенностью кремнистых залежей является тонкая, слабоволнистая слоистость, представленная чередованием разнокристаллических линз, неравномерно ожелезненных и по-разному окрашенных (рис. 5, 2). Мощность микрослойков от долей до первых миллиметров. Ограничение линз преимущественно согласные, четкие, иногда расплывчатые и прерывистые. Отмечаются элементы циклического строения конкреций. Локально развиты концентрически-зональные стяжения без обособленных центров или с отчетливым компактным ядром. Периферийная слоистая зона связана с ядром постепенными переходами. Судя по конфигурации слоистости, зональные конкреции возникли в результате роста от центра к периферии, что характерно для аккреций [27].

В кварцевых конкрециях наблюдаются реликты глобулярного строения (рис. 5, 3). Глобули многочисленные, сферические или овальные, иногда зональные, размером менее 0,1 мм. Внешнее ограничение глобулей четкое, локально ожелезненное, зональность менее резкая, концентры отсутствуют. В зонах массового развития глобулей отмечаются двойные микросостки.

Для рифейских кремней характерны линзовидные агрегаты и зерна пирита и кварца. Они не образуют крупных скоплений, но генетически тесно связаны с кремнями. В мини-залежах рудные линзы шире кремнистых, а общая структура близка к колломорфной. В массивных крупнокристаллических кремнях отмечаются оолиты и многочисленные разнонаправленные кварцевые и кварц-карбонатные прожилки (рис. 5, 1). К ним приурочены идиоморфные ромбоэдри доломита. Глауконит в силицитах отсутствует даже тогда, когда его линзы отмечаются во вмещающих слоях. Возможно, что





**Рис. 5. Силициты среднего (1) и верхнего (2–4) рифея. Реветская стадия**

1 – криптокристаллический силицит с разнонаправленными генерациями кварца. Ромбоэдры доломита в зонах ранней генерации (р. Зигаза, район Харан-Тау, шлиф 17/70, николи х); 2 – ожелезненные тонкослоистые бьянские силициты, кварцевые по составу (р. Дуя-Сумган, шлиф 99а/89, николи х); 3 – криптокристаллический силицит с глобулярной структурой (бассейн р. Урюк, р. Сабур, шлиф 117/89, николи х); 4 – якореподобные нитчатые микрофоссилии в миньярских силицитах (басс. р. Манайля, район р. Ак-Булат, шлиф 25/87, николи х)

формирование глауконита предшествовало кремнеобразованию.

Количество коккоидных и нитчатых микрофоссилий (рис. 5, 4) изменяется в древних конкрециях от 0 до 15 % и лишь иногда превышает эти значения. Число видов невелико и составляет в кремнях рифейского стратона 20–25 форм [20].

Первое изучение рифейского кремнеобразования позволило выявить диагенетические и эпигенетические типы древних силицитов [2]. Первые отчетливо облекались слоистостью карбонатных пород, тогда как вторые рассекали вмещающие слои. Генетическая типизация древних силицитов и широкое развитие диагенетических процессов вызывали сомнения, и только после выявления окремненных микрофоссилий [28] межрегиональное развитие различных генетических типов кремней в докембрии стало очевидным.

Вопрос об источниках растворенного кремнезема достаточно сложный. Докембрий традиционно считался временем абиогенного и преимущественно вулканогенного кремнеобразования. Открытие кремнистых микрофоссилий в рифее [28] вскрыло роль древних биогенных процессов, но количественное значение биогенных и абиогенных факторов во многом проблематично. Тем не

менее, представления о только хемогенном происхождении докембрийских силицитов во многом утратило свой потенциал. Эпохи кремнеобразования и вулканизма в рифее обычно не совпадают во времени, что относится к известным айским и машакским эндогенным проявлениям (рис. 1). Ограниченное развитие вулканогенных тел в стратотипе рифея не позволяет придавать эндогенным источникам основное значение при формировании позднедокембрийских кремней, хотя и не исключает их роли в этом сложном процессе. Несомненно, кремнезем поступал в результате дренирования обширных пенеппенизированных дорифейских комплексов и кор выветривания платформы в гумидных и семиаридных условиях. Кремнезем выносился речными потоками, пополняя запасы недонасыщенных вод. Но роль и этого источника ограничена в связи с малым развитием речных отложений и каолиновых глин в кремнисто-карбонатных комплексах. Кроме того, источником кремнезема могло быть и глубинные охлажденные воды в зонах апвеллинга. Растворенный кремнезем в рифейских бассейнах, по-видимому, имел различное происхождение, на разных этапах продолжительного развития количественное значение тех или иных факторов несколько менялось. Извлечено

растворенного кремнезема происходило с участием микрофоссилий, которые способствовали образованию силицитовых конкреций. Хотя докембрийское биогенное кремнеобразование не отличалось фанерозойским разнообразием и интенсивностью, оно играло заметную роль вопреки сложившимся представлениям об особенностях формирования древних силицитов.

**Силицитовые конкреции как стратиграфические маркеры.** Еще Л. С. Либрович отмечал роль кремнистых пород в расчленении осадочно-вулканогенных комплексов палеозоя. Не меньшее значение кремни приобретают в многоликих карбонатных формациях, в частности древних, нередко сложнодислоцированных, метаморфизованных и детально нестратифицированных. Кремни приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам (рис. 1, 2), возраст которых в одних случаях устанавливается достаточно точно, а в других в известной мере условно. Силициты устойчиво повторяются во времени и отмечают существенные элементы новизны в строении карбонатных комплексов. Кремнистые маркеры картируются на значительных территориях, хорошо датируются и имеют четкие границы, что важно при геологосъемочных работах. Помимо литостратиграфического потенциала, в должной мере еще не оцененного, кремни имеют и определенное биостратиграфическое значение даже в фанерозойских комплексах [5, 21]. Кремнистые микрофоссилии — часть рифейских биоценозов, они ключ к определению генезиса и в известной мере возраста маркирующих горизонтов. Ранг литостратонов, выделяемых с помощью кремнистых маркеров, может меняться от свиты до слоя. Кремнистые маркеры позволяют применять близкую номенклатуру для различных карбонатных комплексов. Основное значение приобретает трехчленный вариант, включающий докремневые, кремневые и надкремневые слои. Расчленение может усложняться в связи с особенностями строения формаций.

Рассмотрим значение кремнистых конкреций на примере карбонатных слоев в кровле стратотипа среднего рифея (рис. 2). Выделенные более 80 лет назад достаточно однообразные реветские отложения [16, 24, 25] неизменно картируются в составе единого карбонатного стратона, мощность которого оценивается неоднозначно (500–750 м). Геологическая позиция нерасчлененных пограничных отложений осложняла решение ряда существенных вопросов, в частности, выяснение соотношений разновозрастных комплексов в стратотипических разрезах [22]. Изучение размещения кремнистого маркера позволило расчленить реветский стратон и обособить его части в ранге слоев, пригодных для геологического картирования.

*Бутаевские слои* (до 300 м) названы по п. Бутаево, западнее которого на р. Зилим находится опорный разрез. Слои представлены массивными и плитчатыми доломитами, серыми, светло-серыми и розовыми. Среди доломитов наблюдаются мало-мощные прослой глинистых отложений. В виде небольших линз отмечаются карбонатные брекчии, ассоциирующие со строматолитовыми доломитами. Строматолиты развиты на двух изолированных уровнях, разделенных плитчатыми хемогенными доломитами.

Массивные реветские доломиты залегают на различных обломочных породах — песчаниках, алевролитах и глинистых сланцах — куткурского

стратона мощностью от 120 до 400 м. Изотопный К-Аг возраст куткурских глауконитов 1226 млн лет. Соотношение реветского и куткурского стратона обычно рассматривается как согласное или тектоническое. Верхняя граница бутаевских слоев проводится в основании первых кремнистых конкреций, принадлежащих к зигазинским слоям.

Зигазинские слои (150 м и менее), получившие название по р. Зигаза, левому притоку р. Зилим, четко обособляются по появлению доломитов с кремнистыми конкрециями. Помимо кремнистых, отмечаются полосчатые доломиты с мало-мощными линзами кварцевых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Многие кварцевые зерна, хорошо окатанные и отсортированные, возникли в результате эоловой транспортировки, характерной для зон, близких к семиаридным.

Зигазинские доломиты по окраске и слоению почти не отличаются от бутаевских, но наличие кремней выделяет их среди смежных стратонов. Насыщенность карбонатных пород конкрециями значительна, особенно в средней части разреза. Реветские кремни содержат бедную по составу, но таксономически обособленную микрофлору, в которой преобладают коккоидные микрофоссилии, образующие многочисленные колонии из сотен сфероидов хорошей сохранности [20]. Столбчатые и пластовые зигазинские строматолиты не образуют сколько-нибудь крупных биогермов. Перерывов и несогласий на границах зигазинских слоев не установлено. Верхняя граница слоев трассируется по кровле доломитов с кремнистыми конкрециями. Как уже отмечалось, в базальных бирьянских конгломератах верхнего рифея отмечаются угловатые мелкие фрагменты кремней, по-видимому, реветского возраста. Реветский кремнистый стратон по геологической позиции и особенностям строения во многом подобен миньярскому.

*Карагаевские слои* (от 0 до 80 м и более) вскрыты в районе пос. Карагаево в бассейне р. Зилим, где представлены плитчатыми доломитами, редкими известняками с прослоями тонкозернистых песчаников, алевролитов и алевропелитов. Количество обломочных пород несколько увеличивается в кровле реветского стратона в сравнении с нижележащими слоями. На верхних поверхностях песчаников появляются немногочисленные симметричные знаки ряби субмеридионального простирания. После выделения тюльменской толщи в кровле авзянского стратона верхняя реветская граница утратила свою определенность. В связи с наличием постепенных переходов между тюльменскими и реветскими отложениями их граница обособляется на разных уровнях и принадлежит к асинхронным разделам. Особенности строения реветского стратона подтверждаются геофизическими данными. Детальное изучение авзянского палеомагнетизма на основе более 7 тыс. послойно отобранных проб позволило установить в реветских слоях три палеомагнитные зоны: две прямые (120 и 180 м) и одну обратную (150 м). Выявление палеомагнитных зон в однородной доломитовой последовательности представляет несомненный интерес [15].

Расчленение реветского стратона создает новую стратиграфическую основу для геологического картирования, выяснения соотношений и корреляции древних комплексов, а также анализа размещения рудоносных проявлений в стратотипе среднего рифея.

Другой объект кремнестратиграфии – древние комплексы Колво-Вишерского кряжа на Северном Урале [24]. Мощные карбонатные слои (1700–2300 м) слагают верхнерифейскую низьвенскую свиту, которая расчленяется неоднозначно [18, 24, 25]. Несмотря на обилие стратиграфических построений, на изданных геологических картах свита неизменно показывается в соответствии со схемой Н. Г. Чочиа (1955) как нерасчлененный единый стратон. Возникает необходимость в ином подходе к расчленению древних карбонатных толщ. Учитывая наличие возрастных аналогов миньярских, укских и, возможно, инзерских свит в низьвенском стратоне, мы отнесли его к сериальным подразделениям. В нем выделяются следующие свиты:

– рассохинская [3] надкремневая свита (280–500 м) – серые, местами пестроцветные доломиты, доломитизированные известняки со строматолитами *Linella*, многочисленной проблематикой и озациями. По геологической позиции и палеонтологическим особенностям свита сопоставлена с укскими слоями Южного Урала. Рассохинские слои выделены в 1978 г., позднее в верхах низьвенских отложений С. В. Младших [25] обособлена большеколчимская свита (360–450 м). В основании свиты гравийно-песчаная пачка (6–10 м), она ожелезнена и залегает с перерывом на карбонатах. Объем рассохинской и большеколчимской свит сходный, но не тождественный в связи с различиями в трассировании нижних границ. Верхняя граница стратона эрозионная, что определяет пространственное изменение разрезов;

– верхнеколчимская кремнисто-карбонатная свита (180–270 м) – светло-серые, серые, розовые силициты, переслаивающиеся с доломитами, карбонатными брекчиями и доломитизированными известняками. Границы маркера устанавливаются в основании нижнего и в кровле верхнего кремнистых слоев. Отложения вскрыты в верховьях р. Колчим и в более северных разрезах. Среди строматолитов определены *Gymnosolen* [18]. Низьвенские и миньярские силициты принадлежат к единому тангауровскому горизонту;

– ухтымская докремнистая свита (800 м) – плитчатые и массивные карбонаты с немногочисленными биогермами *Tungussia*. Отвечает докремневой части миньярских, возможно, инзерских слоев. На основе биостратиграфических данных впервые расчленение на три части низьвенской свиты предложил Б. М. Келлер [8], но объемы и границы подразделений были иными. Аналоги укских слоев выделялись в составе чурочной свиты или байдачинской подсвиты [1]. Позднее биостратиграфические данные заметно изменились, количество строматолитовых горизонтов достигло 11 в низьвенских слоях 11 [18], а число связей шести. Трехчленная схема была заменена шестичленной, предложенной С. В. Младших [25], также на основе биостратиграфических данных [18].

Кремнестратиграфический метод позволил провести иное расчленение, которое может быть отражено на геологических картах и в межрегиональных корреляционных схемах. Четкие границы подразделений – одно из существенных преимуществ метода. В докембрии Колво-Вишерского края кремнистые проявления известны не только в рифее, но и венде, где они открыты Н. В. Боровко в доломитах кровли среднечурочинских тиллитов. Силициты венда Урала в настоящей работе не рас-

сматриваются. Приведенные рифейские примеры, помимо регионального, представляют определенный методический интерес как опыт разработки надежных способов расчленения однородных карбонатных комплексов и создания детальных литостратиграфических схем для геологического картирования.

Силицито-карбонатный парагенезис отвечает самостоятельной **силекситовой** (от лат. *silex* – кремнь) формации домолассовой стадии развития. Формация входит в группу карбонатных или карбостромных комплексов. В ее строении намечается ряд субформаций, отличающихся по составу карбонатных (доломитовых, известняковых и мергельно-известняковых) и кремнистых (халцедоновых и кварцевых) компонентов. Хотя строение и общая геологическая позиция силицито-карбонатных сонахождений позднего докембрия и фанерозоя в известной мере близки, полное подобие разновозрастных формаций отсутствует.

Основные особенности древних силекситовых формаций:

– кремнистые конкреции позднего докембрия приурочены к строматолитовым и хемогенным доломитам, тогда как их фанерозойские аналоги тяготеют к органогенным известнякам, мергелям и только в редких случаях отмечаются в доломитах;

– рифейские конкреции характеризуются кварцевым и халцедоно-кварцевым составом, отличаясь от разнородных опал-кристаллитовых кремней мезо-кайнозоя;

– наиболее существенно различаются биоты. Органические остатки в докембрии представлены окремненными микрофоссилиями, тогда как фанерозойские силициты образованы преимущественно диатомовыми водорослями, губками и радиоляриями.

Минерагенция силекситовой формации многолика, но основное значение приобретают энергетические ресурсы ее древних представителей. Показательна в этом отношении силекситовая формация западной окраины Сибирской платформы в пределах Байкальской антеклизы [17]. В ней вскрыта протяженная нефтегазоносная залежь, гигантская по запасам [9], образующая промышленное месторождение. Нефть локализована в мощных (до 4 км) окремненных кавернозно-трещиноватых доломитах камовской серии, несогласно перекрытых вендом и нижним палеозоем. К-Аг возраст камовских глауконитов 1060–1080 млн лет. Учитывая значительную мощность и протяженность содержащих органику отложений, вторичные изменения, прежде всего трещиноватость и кавернозность пород, а также структурную позицию в краевых зонах погружения континентов, силекситовую формацию следует отнести к перспективным объектам докембрия в отношении нефтегазоносных залежей промышленного значения.

1. Бактериальная палеонтология / под ред. А.Ю. Розанова. – М.: ПИН, 2002. – 188 с.

2. Беккер Ю.П. Возраст и последовательность напластования верхней части каратауской серии Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 9. – С. 49–60.

3. Беккер Ю.П. Урало-Тиманская складчатая область. Докембрий континентов // Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии. – Новосибирск: Наука, 1978. – С. 7–36.

4. Беккер Ю.Р. Позднедокембрийская моласса Южного Урала. — Л.: Недра, 1968. — 160 с.
5. Головенко В.К. Докембрийские микрофоссилии в кремнях и их биостратиграфическое значение // Сов. геология. 1989. № 8. — С. 41–48.
6. Горяинова О.П., Фелькова Э.А. Древние свиты западного склона Южного Урала // БМОИП. Нов. сер. Т. XLV, отдел геол., Т. XV (3). М.—Л., 1937. — С. 242–274.
7. Каледа Г.А. Основные черты эволюции кремнистого осадконакопления // Геохимия кремнезема. — М.: Наука, 1960. — С. 371–393.
8. Келлер Б.М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). — М.: МГУ, 1968. — 13 с. (Серия «Очерки по региональной геологии СССР». Вып. 2).
9. Конторович А.Э., Изосимова А.Н. и др. Геологическое строение и условия формирования гигантской Юрумчено-Тохомской зоны нефтегазоаккумуляции в верхнем протерозое Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1996. № 6. — С. 166–195.
10. Крылов И.Н. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. — М.: Наука, 1975. — 243 с.
11. Крылов И.Н. Стратиграфии и микрофоссилии миньярской свиты рифея Южного Урала // Сов. геология. 1983. № 6. — С. 60–72.
12. Крупенин М.Т. Условия формирования сидеритоносной бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал). — Екатеринбург, 1999. — 257 с.
13. Ларионов Н.Н. Геология и рудоносность авзянской терригенно-карбонатной формации среднего рифея на Южном Урале: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. — Екатеринбург, 1994. 21 с.
14. Лисицин А.П. Распределение кремнезема в четвертичных осадках в связи с климатической зональностью геологического прошлого // Геохимия кремнезема. — М.: Наука, 1966. — С. 321–370.
15. Михайлов П.Н. Основные особенности палеомагматизма авзянской свиты Башкирского антиклинория // Стратиграфия и палеонтология верхнего докембрия Южного Урала и Приуралья. — Уфа: БФ АН СССР, 1982. — С. 3–11.
16. Олли А.И. Древние отложения западного склона Урала. — Саратов: СГУ, 1948. — 413 с.
17. Пустыльников А.М., Вакуленко Л.Г. Происхождение и формы выделения кремнезема в рифейских отложениях Байкинской антеклизы (Сибирская платформа) в связи с проблемой формирования трещинно-кавернозных коллекторов // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 12. — С. 1962–1967.
18. Раабен М.Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. — М.: Наука, 1975. — 247 с.
19. Ронов А.Б., Казаков Г.А. Закономерности позднепротерозойской седиментации на Русской платформе // Литология и полезные ископаемые. 1986. № 5. — С. 108–135.
20. Сергеев В.Н. Окремненные микрофоссилии докембрия: природа, классификация и биостратиграфическое значение. — М.: ГЕОС, 2006.
21. Сеньковский Ю.Н. Литогенез кремнистых толщ Юго-Запада СССР. — Киев: Наукова думка, 1977. — 128 с.
22. Соколов Д.С. Несоответствие и перерыв в Катав-Ивановском районе (Южный Урал) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1947. Т. 2(1). — С. 73–81.
23. Стратиграфический кодекс России. Третье издание. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. — 96 с.
24. Стратиграфия СССР. Верхний докембрий / под ред. Б.М. Келлер. Т. 2. — М.: Гесгеотехиздат, 1963. — 716 с.
25. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / под ред. Б.М. Келлер и др. — М.: Наука, 1983. — 184 с.
26. Сульман А.М., Демчук И.Г. Глинистые минералы в рифейских осадочных отложениях Башкирского мегантиклинория // Докембрийские толщи Башкирского мегантиклинория на Урале и их металлогения. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. Вып. 133. — С. 16–24.
27. Твенхофел У.Х. Учение об образовании осадков. — М.—Л., 1936. — 916 с.
28. Шонф В.Д., Дольник Т.А. и др. Микрофоссилии в строматолитовых породах докембрия СССР // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. — Л.: Наука, 1979. — С. 104–109.
29. Bekker Yu.R. Formations du Dévonien du versant Ouest des Monts Ourales / D.H. Oswald (ed.), International symposium on the Devonian system. Calgary, Canada. 1967. P. 67–77.
30. Bartley J.K., Kah L.C., McWilliams J.L., Stagner A.F. Carbon isotope chemostratigraphy of the Middle Riphean type section (Avzyan Formation, Southern Urals, Russia): Signal recovery in a fold-and-thrust belt 0150 // Chem. Geol. 2007. Vol. 237. — P. 211–232.

1. Bakterial'naya paleontologiya [Bacterial paleontology]. Ed. by A.Yu. Rozanov. Moscow: PIN. 2002. 188 p.

2. Bekker Yu.R. Age and sequence of the upper strata from the Southern Urals Karatau Series. *Izv. USSR Academy of Sciences. Geol. Ser.* 1961. No 9, pp. 49–60. (In Russian).

3. Bekker Yu.R. Urals-Timan folded area. Precambrian of continents. *Folded Areas and Young Platforms in Eastern Europe and Asia.* Novosibirsk: Nauka. 1978, pp. 7–36. (In Russian).

4. Bekker Yu.R. Pozdnedokembrijskaya molassa Yuzhnogo Urala [Late Precambrian molasse in the Southern Urals]. Leningrad: Nedra. 1968. 160 p.

5. Golovenok V.K. Precambrian microfossils in silica and their biostratigraphic significance. *Sovetskaya geologiya.* 1989. No 8, pp. 41–48. (In Russian).

6. Goryainova O.P., Felkova E.A. Ancient formations on the western slope of the Southern Urals. *Byulleten' Moskovskogo obshchestva ispytatelej prirody.* New Ser. Vol. XLV. Geol. Dep. V. XV (3). Moscow–Leningrad. 1937, pp. 242–274. (In Russian).

7. Kaleda G.A. Main evolutionary features of siliceous sedimentation. *Silica Geochemistry.* Moscow: Nauka. 1960, pp. 371–393. (In Russian).

8. Keller B.M. Verhnyj proterozoj Russkoj platformy (rifey i vend) [Upper Proterozoic in the Russian Platform (Riphean and Vendian)]. Moscow: MSU. 1968. 13 p.

9. Kontorovich A.E., Izosimov A.N. et al. Geological structure and formation conditions of giant Yurumchen–Tokhomsky zone of oil and gas accumulation in the Upper Proterozoic of the Siberian Platform. *Geologiya i geofizika.* 1996. No 6, pp. 166–195. (In Russian).

10. Krylov I.N. Stromatolity rifeya i fanerozoja SSSR [Riphean and Phanerozoic stromatolites in the USSR]. Moscow: Nauka. 1975. 243 p.

11. Krylov I.N. Stratigraphy and microfossils of the Riphean Minyar Formation in the Southern Urals. *Sovetskaya geologiy.* 1983. No 6, pp. 60–72. (In Russian).

12. Krupenin M.T. Usloviya formirovaniya sideritonosnoj bakal'skoj svity nizhnego rifeya (Yuzhnyj Ural) [Formation conditions of siderite-bearing Lower Riphean Bakal Formation (Southern Urals)]. Ekaterinburg. 1999. 257 p.

13. Larionov N.N. Geologiya i rudosnost' avzyanskoj terrigenno-karbonatnoj formacii srednego rifeya na Yuzhnom Urale [abstract]. Ekaterinburg. 1994. 21 p. (In Russian).

14. Lisitsyn A.P. Silica distribution in the Quaternary sediments due to climatic zoning of the geological past. *Silica Geochemistry.* Moscow: Nauka. 1966, pp. 321–370. (In Russian).

15. Mikhailov P.N. Key features of paleomagmatism in the Avzyan Formation of Bashkir anticline. *Stratigraphy and Paleontology of the Upper Precambrian in the Southern Urals and Urals area.* Ufa: BF USSR Academy of Sciences. 1982, pp. 3–11. (In Russian).

16. Olli A.I. Drevnie otlozheniya zapadnogo sklona Urala [Ancient deposits of the western slope of the Urals]. Saratov: Saratov State University. 1948. 413 p.

17. Pustynnikov A.M., Vakulenko L.G. Origin and outward look of silica in the Riphean deposits of Baikite anticline (Siberian Platform) in context of formation of cavernous fractured reservoirs. *Geologiya i geofizika.* 1997. Vol. 38. No 12, pp. 1962–1967. (In Russian).

18. Raaben M.E. Verhniy rifej kak edinica obshchej stratigraficheskoj shkaly [Upper Riphean as a unit in the General Stratigraphic Chart]. Moscow: Nauka. 1975. 247 p.
19. Ronov A.B., Kazakov G.A. Patterns of the Late Proterozoic sedimentation on the Russian Platform. *Litologiya i poleznye iskopaemye*. 1986. No 5, pp. 108–135. (In Russian).
20. Sergeev V.N. Okremnennye mikrofosilii dokembriya: priroda, klassifikaciya i biostratigraficheskoe znachenie [Precambrian silicified microfossils: nature, classification, and biostratigraphic significance]. Moscow: GEOS. 2006.
21. Senkovsky Yu.N. Litogenez kremnistykh tolshch Yugo-Zapada SSSR [Lithogenesis of siliceous strata in Southwestern USSR]. Kiev: Naukova Dumka. 1977. 128 p.
22. Sokolov D.S. Unconformity and break in the Katav-Ivanovo district (Southern Urals). *Byulleten' Moskovskogo obshchestva ispytatelej prirody*. Geol. Dep. 1947. Vol. 2 (1), pp. 73–81. (In Russian).
23. Stratigraficheskij kodeks Rossii [Stratigraphic Code of Russia]. Third edition. St. Petersburg: VSEGEI Press. 2006. 96 p.
24. Stratigrafiya SSSR. Verhniy dokembrij [Stratigraphy of the USSR. Upper Precambrian]. Ed. by B.M. Keller. Vol. 2. Moscow: Gosgeotekhizdat. 1963. 716 p.
25. Stratotip rifeya. Stratigrafiya. Geohronologiya [Riphean stratotype. Stratigraphy. Geochronology]. Ed. by B.M. Keller, N.M. Chumakov et al. Moscow: Nauka. 1983. 184 p.
26. Sulman E.M., Demchuk I.G. Clay minerals in the Riphean sediments of Bashkir meganticline. *Precambrian Strata of Bashkir Meganticline in the Urals and their Metallogeny*. Sverdlovsk: Ufa Scientific Center of the USSR Academy of Sciences, 1978. Iss. 133. P. 16–24. (In Russian).
27. Tvenhofel W.H. Uchenie ob obrazovanii osadkov [Principles of Sedimentation]. Moscow–Leningrad. 1936. 916 p.
28. Schopf J.W., Dolnik T.A. et al. Microfossils in stromatolite Precambrian rocks of the USSR. *Precambrian and Early Cambrian Paleontology*. Leningrad: Nauka. 1979. 104–109. (In Russian).
29. Bekker, Yu.R. 1967: Formations du Dévonien du versant Ouest des Monts Ourales. In D.H. Oswald (ed.): *International symposium on the Devonian System*. Calgary, Canada. 67–77.
30. Bartley, J.K., Kah, L.C., McWilliams, J.L., Stagner, A.F. 2007: Carbon isotope chemostratigraphy of the Middle Riphean type section (Avzyan Formation, Southern Urals, Russia): Signal recovery in a fold-and-thrust belt 0150. *Chemical Geology*, vol. 237. 211–232.