

УДК 551

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕВЕНДСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ НА ЮЖНОМ И СРЕДНЕМ УРАЛЕ

© 2000 г. А. В. Маслов

*Институт геологии и геохимии Уральского отделения Российской академии наук
620151 Екатеринбург, Почтовый пер., 7*

Поступила в редакцию 14.02.2000 г.

В статье обосновывается существование на территории Башкирского мегантиклинория предранневендского перерыва. Об этом свидетельствует наличие крупных врезанных долин, выполненных отложениями раннего венда, как на западном, так и на восточном крыльях мегантиклинория. Предполагается, что в раннем венде в существовавшем на рассматриваемой территории седиментационном бассейне произошло крупное гляциоэвстатическое падение уровня моря. Учитывая, что подобные события реконструированы в настоящее время для ранневендских отложений во многих регионах мира, можно думать, что южно- и среднеуральский ранневендские бассейны осадконакопления имели связь с Мировым океаном. Сравнительный анализ ранневендских осадочных последовательностей Урала и Норвегии обнаруживает сходство слагающих их породных ассоциаций по ряду параметров. Сопоставление особенностей строения уральских разрезов раннего венда с современными фациальными моделями гляциального осадконакопления показывает, что марино-гляциальные последовательности Южного Урала соответствуют типу собственно шельфовых осадочных ассоциаций. Строение разрезов серебрянского уровня Среднего Урала и характер пространственного распределения в них микститов отвечают накоплению исходных осадков на шельфе и склоне седиментационного бассейна.

Ранневендская история седиментационных бассейнов Южного и Среднего Урала реконструирована еще недостаточно детально. Внимание исследователей в 60–70-е гг. было сосредоточено в основном на рассмотрении стратиграфических проблем [Келлер, 1966; Младших и др., 1978; Верхний рифей..., 1982; Кукушкин, 1982; Стратотип рифея..., 1983; Вендская система..., 1985; Аблизин и др., 1969; Гилева, 1985; Ключина, 1991 и др.], затем переключилось на дискуссию о наличии или отсутствии байкальской (кадомской) складчатости [Алексеев, 1994, 1997 и др.; Алексеев, Алексеева, 1988; Пучков, 1993, 1997а, 1997б, 1999 и др.; Иванов, 1979, 1980, 1998; Русин, 1998, 2000; Русин, Краснобаев, 1992; Формирование земной..., 1986]; расшифровка же основных закономерностей эволюции седиментационных бассейнов раннего венда осталась, как правило, вне поля зрения ученых. Исключением являются публикации Ю.Р. Беккера [1968, 1988 и др.], Н.М. Чумакова [1978б, 1996 и др.], Е.М. Аксенова [1998 и др.].

Настоящая работа не претендует на рассмотрение всех проблем формирования осадочных бассейнов раннего венда Урала. В ней лишь представлены первые результаты сравнительного анализа строения осадочных последовательностей нижнего венда Южного и Среднего Урала с типовыми моделями марино-гляциальных ассоциаций и подчеркнут ряд общих черт формирования осадочных комплексов раннего венда. Это может пролить

свет на историю формирования осадочных бассейнов западного склона Урала в интервале 650–620 млн. лет¹.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ НИЖНЕВЕНДСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ ЮЖНОГО И СРЕДНЕГО УРАЛА

На Южном Урале отложения нижнего венда известны как на западном (бассейн р. Зилим, окрестности д. Толпарово), так и на восточном (в полосе от пос. Тирлян на севере до широты д. Старосубхангулового на юге) крыльях Башкирского мегантиклинория (рис. 1) [Стратотип рифея..., 1983; Вендская система..., 1985; Козлов и др., 1990; Ключина, 1991]. В первом из указанных мест к нижнему венду относятся образования толпаровской и суировской свит [Стратотип рифея..., 1983; Келлер и др., 1984; Горожанин, 1988]. Ранее предполагалось, что к нижнему венду на западном крыле Башкирского мегантиклинория может принадлежать и бакеевская свита [Стратотип рифея..., 1983], однако основываясь на данных В.М. Горожанина [1995] об изотопном возрасте глауконита из алевропесчаников данного уровня (618 ± 13 млн. лет, изохронный Rb-Sr метод), это

¹ Изотопные ограничения для нижней и верхней границ нижнего венда приняты по работе [Соколов, 1998].

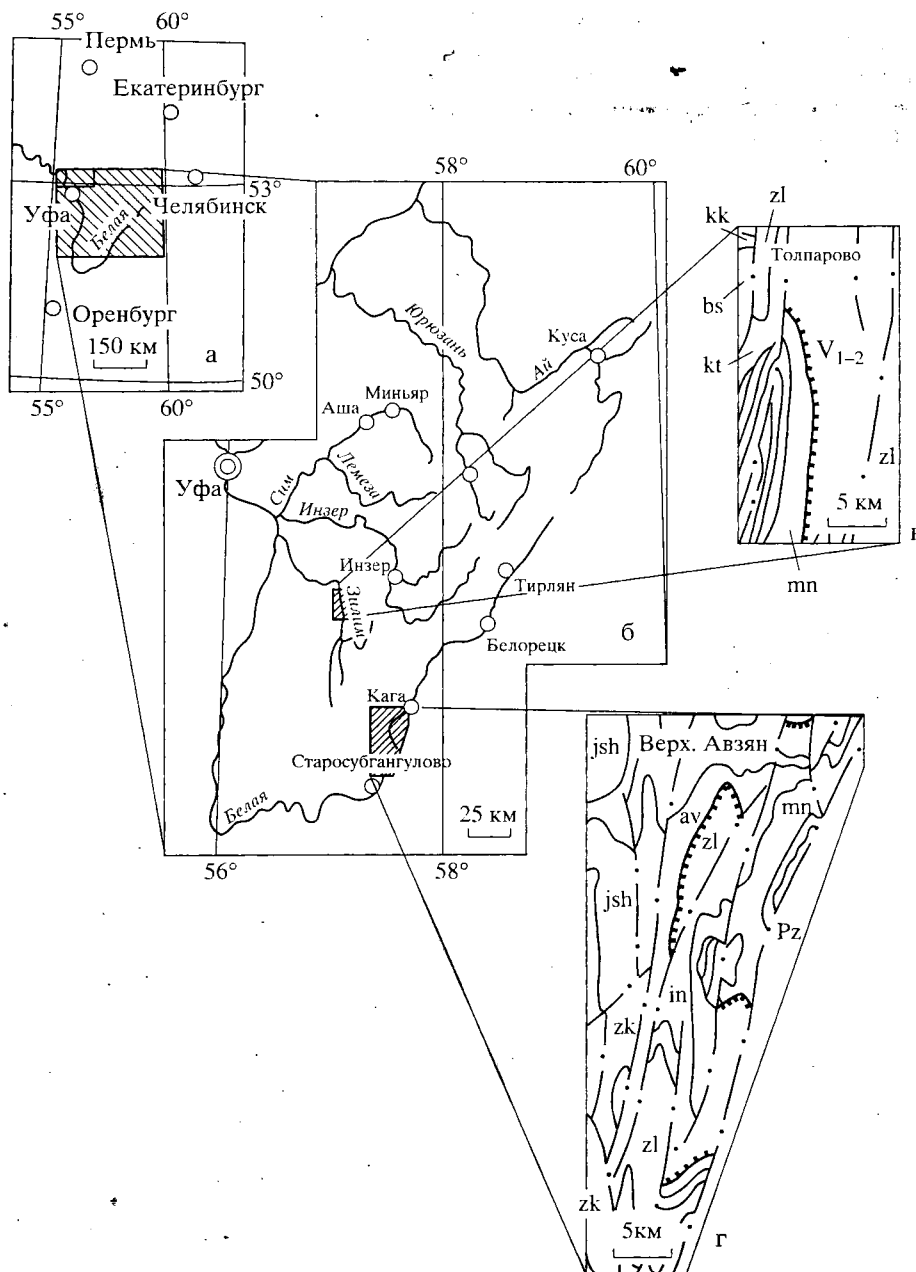


Рис. 1. Обзорные (а и б) и схематические геологические карты окрестностей д. Толпарово (в) и бассейна р. Белой между с. Кага и Старосубхангулово (г) на западном склоне Башкирского мегантиклинория.

Индексами на схемах в и г показаны свиты: jsh – юшинская; zg – зигальгинская; zk – зигазино-комаровская; av – авзянская; zl – зильмердакская; kt – катавская; in – инзерская; mn – миньярская; bs – басинская; kk – куккараукская и нерасчлененные ниже- и верхневендские образования – V₁₋₂.

подразделение скорее всего начинает здесь разрез верхнего венда; сходной точки зрения придерживается и Е.М. Аксенов [1998].

Толпаровская свита залегает с разрывом на различных образованиях верхнерифейской каратауской серии. Она представлена грубоплитчатыми желтовато-серыми и серыми песчаниками с пластами и прослоями микститов, гравелитов, конгломератов и, редко, аргиллитов. Судя по присутствию среди отложений нижней части свиты неокатан-

ных фрагментов и глыб известняков катавской свиты, предранневендский размыв затрагивал здесь достаточно глубокие горизонты верхнерифейской последовательности. Мощность свиты достигает 600–650 м.

Сви́ровская свита (мощность около 300 м) объединяет алевролиты и аргиллиты с редкими прослоями песчаников. В ряде пунктов в полосе ее выходов можно видеть редкогалечниковые конгломераты. По данным В.М. Горожанина [1995].

модельный изотопный возраст (Rb-Sr метод) тонкой фракции (менее 0.1 мкм) аргиллитов суировской свиты может быть оценен величиной $638 \pm \pm 70$ млн. лет. Отложения суировской свиты согласно перекрыты породами урюкской свиты. Основываясь на геологических данных, Б.М. Келлер [Стратотип рифея..., 1983] считал, что отложения толпаурозной и суировской свит выполняют крупную эрозионную долину в образованиях верхнего рифея; амплитуда ее вреза оценивалась им более чем в 600–700 м [Келлер и др., 1984].

На восточном крыле мегантиклинория нижневендские отложения вскрыты в бассейне р. Белой в пределах Криволукского грабена [Клочихин и др., 1969; Чумаков, 1978а, 1998; Романов и др., Козлов, 1982]².

Относимые здесь к рассматриваемому интервалу отложения кургашлинской свиты залегают с отчетливым эрозионным несогласием на различных горизонтах криволукской свиты верхнего рифея. Мощность осадочных образований размытых перед накоплением отложений кургашлинской свиты, оценивается примерно в 350–450 м [Чумаков, 1998].

Кургашлинская свита (160–200 м) объединяет в нижней части микститы (несколько горизонтов мощностью от 1–2 до 5–7 м) и разделяющие их пакеты “мусорных” песчаников, а также массивных и тонкослоистых алевролитов; здесь же иногда присутствуют гравелиты, мелкогалечниковые конгломераты, брекчии и доломиты. В средней ее части преобладают пестроцветные кварцевые песчаники, а в верхней – тонкослоистые серые глинистые сланцы и алевролиты. Микститы образуют массивные пласты; матрикс их сложен песчаным и алевроитовым материалом с той или иной примесью глинистого и/или глинисто-карбонатного компонента. Окраска основной массы варьирует от лиловато-серой до серой или зеленовато-серой. Среди обломков, размер которых составляет в среднем 3–7 максимально до 10 см, в микститах наблюдаются как интра-, так и экстрабассейновые образования – фрагменты алевролитов, известняков, метаморфических пород, доломитов и их строматолитовых разновидностей, кварцевых и аркозовых песчаников; присутствуют также обломки габброидов. Подробная характеристика состава и текстурно-структурных особенностей микститов и чередующихся с ними осадочных образований приведена в публикациях

Ю.П. Беккера [1968], А.В. Клочихина с соавторами [1969], В.А. Романова и др. [1980], Н.М. Чумакова [1978а, 1978б, 1998 и др.], В.И. Козлова [1982] и других исследователей.

Наряду с микститами одними из наиболее характерных литотипов в составе кургашлинской свиты являются “мусорные” песчаники, а также массивные неслоистые их разности или песчаники с грубой линзовидной и неправильноволнистой слоистостью и многочисленными подошвенными гироглифами. В 50–60-е гг. все указанные отложения рассматривались как моренные [Лунгерсгаузен, 1947, 1960]. Ю.П. Беккер [1968] описал их под общим названием “тиллитоподобные конгломераты”.

Детальные исследования разрезов кургашлинской свиты, выполненные Н.М. Чумаковым [1978а, 1978б, 1998 и др.], позволили установить, что пласты микститов представлены переработанными плотностными потоками дистальными мариногляциальными отложениями. “Мусорные” песчаники, как и неслоистые их разности, также представляют скорее всего гравитационные отложения, являясь результатом деятельности массовых, зерновых или иных подобных им потоков [Чумаков, 1998].

С перекрывающими отложениями байназаровской свиты породы кургашлинской свиты связаны по одним данным постепенным переходом [Чумаков, 1998], а по другим – перекрыты ими с размывом [Романов и др., 1980]. Байназаровская свита представлена зеленовато-серыми кварцевыми и аркозовыми мелко-, средне- и крупнозернистыми песчаниками, алевролитами, гравелитами, мелкогалечниковыми конгломератами и глинистыми сланцами и сопоставляется А.В. Клочихиным и др. [1969] с урюкской и низами басинской свит. Такие же сопоставления приняты и на современных стратиграфических схемах Урала [Стратиграфические..., 1993] (рис. 2). Кургашлинская свита на этих же схемах параллелизуется с бакевской свитой. Это дает возможность предполагать, что формирование отложений кургашлинской свиты происходило в интервале примерно 630–605 млн. лет, т.е. в самом конце раннего венда. К аналогичному выводу приводит и корреляция кургашлинских микститов с тиллитами Моелв [Чумаков, 1998], представляющими второй уровень тиллитов в стратотипических разрезах лашландского гляциогоризонта. Изотопный возраст тиллитов Моелв составляет 612 ± 18 млн. лет [Соколов, 1998].

В 1997 г. нами совместно с М.Т. Крупениным (ИГГ УрО РАН) и Иво Палицем (Технический университет Берлина) были исследованы некоторые из разрезов нижнего венда на правом берегу р. Белой. Наиболее интересным оказался ранее не описанный в литературе разрез, вскрытый крупной

² Ранее к нижнему венду на востоке мегантиклинория относились также осадочные и вулканогенно-осадочные образования аршинской свиты, развитые в окрестностях поселков Тирлян и Арша к северу от г. Белорецка. Однако, по данным В.М. Горожанина [1995, 1998], изотопный возраст (Rb-Sr изохронный метод) метавулканитов аршинской свиты составляет 677 ± 31 млн. лет. Это позволяет считать, что образования аршинской свиты принадлежат скорее всего самым верхам верхнего рифея.

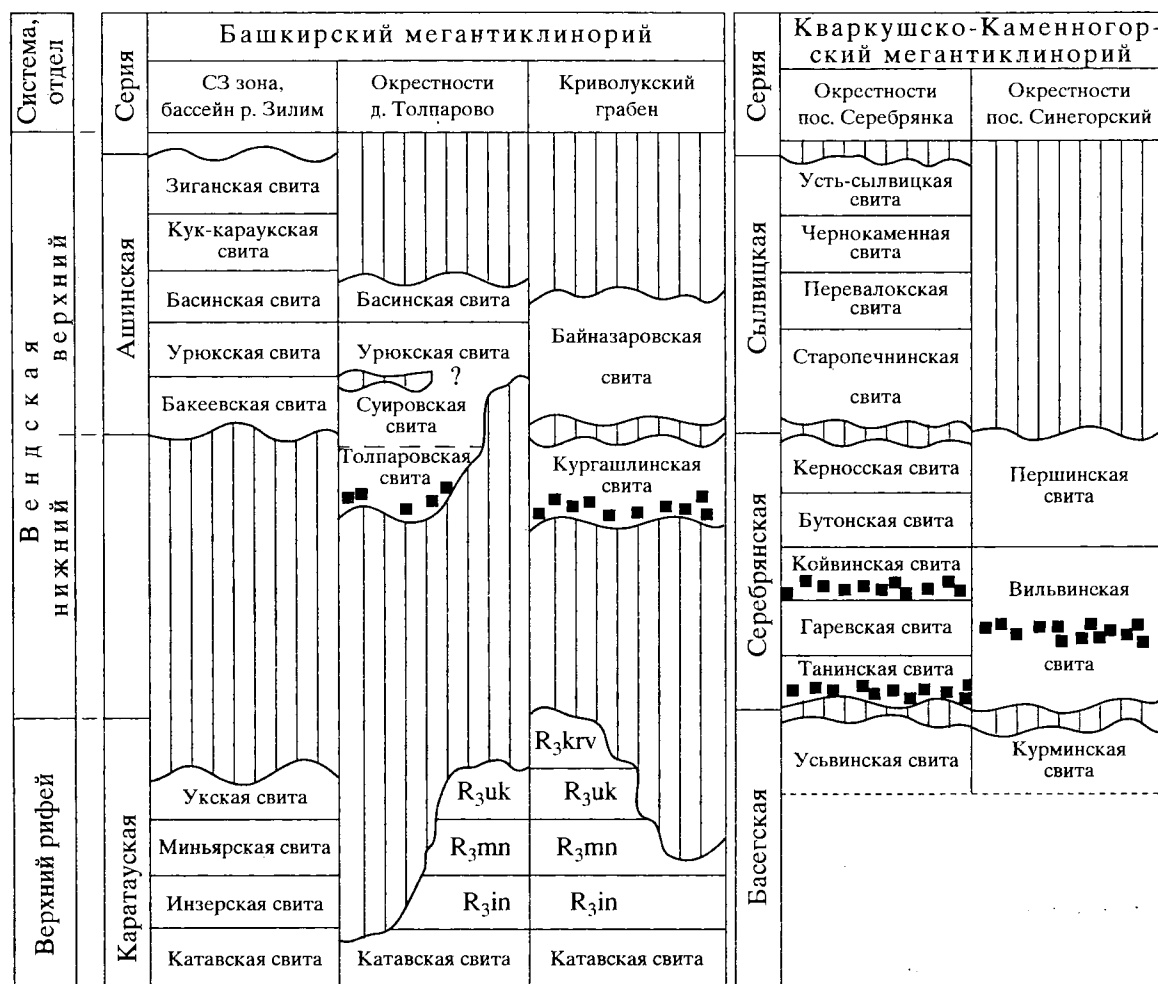


Рис. 2. Схема сопоставления ниже- и верхневендских осадочных последовательностей Южного и Среднего Урала, по данным, приведенным в работах [Келлер и др., 1984; Козлов и др., 1990; Верхний рифей..., 1982; Чумаков, 1978а, 1978б, 1996, 1998; Стратиграфические..., 1993] (названия систем и отделов заимствованы из монографии [Соколов, 1998]).

Черными квадратиками показаны уровни микститов.

придорожной выемкой вдоль новой автотрассы Кага–Верхний Авзян примерно в 1.5 км южнее с. Кага в водораздельной части хребта, разделяющего бассейны рек Белая и Большой Авзян.

Здесь на эродированной поверхности строматолитовых доломитов миньярской свиты верхнего рифея, мощность которых не превышает 20–25 м, залегают микститы, которые по аналогии с расположенными несколько южнее разрезами кургашлинской свиты Криволукского грабена мы рассматриваем как синхронные одному из известных в них пластов микститов. Мощность микститов на северном борту выемки составляет около 3 м, а на южном – порядка 1.2 м. В последнем случае микститы залегают непосредственно на окварцованных доломитах миньярской свиты. Поверхность контакта неровная, мелкобугристая. Матрикс микститов темный зеленовато-бурый глинисто-алевритовый. Обломки неотсортированных сла-

бо окатанных фрагментов кварцевых песчаников, жильного кварца и карбонатных пород размером от 2–3 мм до 1–2 см составляют до 10–20% объема микститов, в верхней части пласта они почти отсутствуют. Выше микститов наблюдаются зеленовато- и темно-серые алевролиты (мощность около 0.5 м). Далее обнажены крупнокристаллические массивные доломиты и слоистые доломиты с немногочисленными лититовыми обломками гравийной размерности (12 м), песчанистые тонкоплитчатые доломиты со следами биотурбаций и ходами илоедов (4 м) и темно-серые брекчированные железистые доломиты (3 м). Выше них залегают пачка алевролитов и глинистых сланцев, содержащая граптолиты верхов аренига–низов лланвирна [Erdtmann et al., 1998].

Сравнение ряда разрезов верхнедокембрийских и нижнепалеозойских отложений, известных на правобережье р. Белой (рис. 3), указывает на

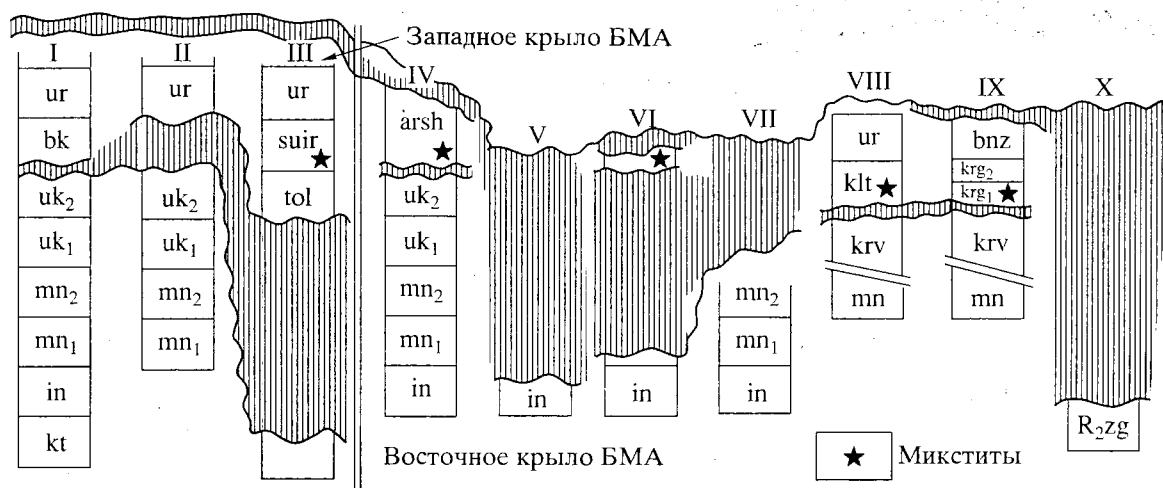


Рис. 3. Соотношение верхнерифейских, вендских и нижнепалеозойских осадочных ассоциаций в разрезах западного и восточного крыльев Башкирского мегантиклинория [Маслов, Крупенин, 1998].

1 – тектонические контакты; 2 – отсутствие отложений, перерывы; 3 – микститы, тиллитоподобные конгломераты, галечниковые аргиллиты и т.п.

Разрезы: I – устье р. Сарышка, г. Усть-Катав, р. Зилим у д. Бакеево и др.; II – р. Басу, пос. Кулмас, р. Зилим, руч. Мал. Аккостяк; III – р. Зилим, д. Толпарово; IV – Тирлянская мульда; V – турбаза Агидель и собственно с. Кага; VI – дорожная выемка к югу от с. Кага; VII – р. Белая у д. Нижн. Авзян; VIII – р. Белая у устья руч. Апшак; IX – р. Белая выше д. Миндигулово.

Свиты, подсвиты: zg – зигальгинская; kt – катавская; mn₁ – миньская; mn₂ – бьянская; uk₁ – нижеукуская; uk₂ – верхнеукуская; bk – бакеевская; ur – урюкская; tolр – толпаровская; suir – суировская; arsh – аршинская; krv – криволукская; klt – калтыгауская; krg – кургашлинская; bnz – байназаровская.

наличие на восточном крыле Башкирского мегантиклинория двух крупных перерывов, во время которых были предположительно размыты колоссальные объемы ранее накопившихся осадочных образований верхнего и среднего рифея. Первый из них – это предсреднеордовикский перерыв, существование которого известно в геологической литературе уже более 40 лет [Краузе, Маслов, 1961 и др.]. Амплитуда его оценивается для некоторых районов Башкирского мегантиклинория по данным о средних мощностях отсутствующих отложений и с учетом возможности тектонических перекрытий не менее чем в 7–8 км [Пучков, 1997а]. Это минимальные оценки, максимальные составляют до 10–15 км и более.

Нахождение в разрезе вдоль автотрассы Кага–Верхний Авзян микститов, залегающих не на самых верхних уровнях верхнего рифея (криволукская свита), как это типично для Криволукского грабена, а на существенно более низких его горизонтах, позволяет предположить, что микститы и ассоциирующие с ним в ряде разрезов массивные песчаники, редкогалечниковые конгломераты, плохо отсортированные гравелиты и алевросланцы представляют сохранившиеся от предсреднеордовикского размыва образования осадочной последовательности, выполнявшей крупную эрозионную ложбину или впадину, сходную в определенной мере с той, что описана на западном крыле мегантиклинория в районе д. Толпарово. Это, по

всей видимости, указывает на наличие в позднекембрийской истории восточной части Башкирского мегантиклинория достаточно глубокого предранневендского перерыва, сопровождавшегося формированием крупных врезанных долин и/или каньонов. Морфология их пока не может быть обоснована материалами детального геологического и палеогеографического картирования, но результаты сопоставления известных на правобережье р. Белой разрезов сомнений в существовании таких долин не оставляют³.

На Среднем Урале к нижнему венду относятся образования серебрянской серии [Верхний рифей..., 1982; Вендская система..., 1985; Ключина, 1991; Стратиграфические..., 1993], объединяющей танинскую, гаревскую, койвинскую, бутонскую и керносскую свиты.

Танинская свита (360–800 м) представлена преимущественно темноокрашенными микститами, полевошпато-кварцевыми песчаниками, глинистыми сланцами; подчиненную роль в ее разрезах играют известняки и эффузивные породы.

Гаревская свита (300–750 м) объединяет полосчатые зеленовато-серые и темноокрашенные низкоуглеродистые сланцы, а также полевошпато-кварцевые песчаники. Отложения этих свит

³ Надо сказать, что и в окрестностях д. Толпарово морфология врезанной предранневендской долины до настоящего времени не установлена.

прорываются граносиенитами Троицкого массива, изохронный Rb–Sr возраст которых, по данным А.А. Краснобаева и Ю.Л. Ронкина, составляет 621 ± 12 млн. лет [Козлов и др., 1990].

Койвинская свита представлена пестроцветными глинистыми и алевролитоглинистыми сланцами, алевролитами, пестроцветными известняками, доломитами и доломитизированными известняками. Мощность свиты в южной части Кваркушского мегантиклинория составляет около 250 м; в более северных районах в разрезе свиты появляются пласты микститов и вулканиты (“дворецкий комплекс”).

Бутонская свита (200–350 м) слагается преимущественно темно-серыми и черными углеродистоглинистыми и глинистыми сланцами; в верхней ее части присутствуют прослойки мелкозернистых песчаников.

Керноская свита (300–1500 м) объединяет левощпато-кварцевые и аркозовые песчаники и гравелиты, а также низкоуглеродистые глинистые сланцы; в подчиненном количестве в ее разрезах присутствуют известняки и известковистые песчаники. Для пород верхней части керносской свиты характерны многочисленные оползневые текстуры, присутствие специфических глинистых пачек со складками оползания и горизонтов карбонатных мегабрекчий (Карта докембрийских..., 1983).

Подробная характеристика микститов, наблюдающихся в разрезах танинской и койвинской свит, приведена в работах [Курбацкая, Аблизин, 1970; Верхний рифей..., 1982; Ключина, 1991; Чумаков, 1996]. Микститы танинского уровня залегают преимущественно в виде однородных пачек мощностью до первых десятков и сотен метров. Это песчано-глинистые породы темного лилово- или фиолетово-серого цвета с рассеянными в основной массе обломками различной степенности окатанности, размеры которых варьируют от 1–2 см до 3.5 м. Среди обломков наблюдаются как внутри-, так и экстрабассейновые разности. К числу последних относятся гранито-гнейсы, гнейсы и граниты, источником которых считается кристаллический фундамент Русской платформы [Курбацкая, Аблизин, 1970; Чумаков, 1996]. В тонкослоистых сланцах верхней части танинской свиты, по данным Н.М. Чумакова, иногда можно видеть дробстоуны. У пос. Таны на р. Межевая Утка в танинской свите присутствуют ритмично построенные песчано-алевролитоглинистые пачки с градиационной и мелкой косой слоистостью, конволютными (оползневыми) деформациями, следами размывов и следами нагрузки в подошве песчаных прослоев.

Микститы койвинского уровня имеют преимущественно красноцветную окраску и песчано-алевролитовый матрикс. Обломки в них представлены осадочными породами, гранитоидами,

метаморфизованными основными эффузивами и габбро-диабазами.

В восточных районах Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория отложения танинской и койвинской свит замещаются образованиями вильвинской свиты [Верхний рифей..., 1982; Стратиграфические..., 1993]. Микститы тяготеют к ее средней части и, в отличие от более западных разрезов, не образуют монотонных толщ, а переслаиваются с полосчатыми глинистыми сланцами и песчаниками. В самих микститах иногда наблюдается неотчетливая полосчатость или слоистость.

По совокупности ряда признаков, таких как присутствие пачек и прослоев карбонатных пород, наличие тонкослоистых глинистых сланцев с повышенными содержаниями P_2O_5 , геохимическим особенностям пород, широкому развитию оползневых и турбидитовых текстур, считается, что осадочные образования серебрянской серии накапливались в морском бассейне близкого к линейному типа, имевшим значительную расчлененность [Младших, Аблизин, 1967; Курбацкая, Аблизин, 1970; Ключина, 1991]. По представлениям Н.М. Чумакова [1996], отложения танинской и верхней части койвинской свит отвечают ледниковой формации активных тектонических прогибов, тогда как породы гаревской и нижней части койвинской свит являются межледниковыми образованиями. Микститы и чередующиеся с ними тонкослоистые глинистые сланцы вильвинской свиты являются по отношению к разрезам в окрестностях пос. Серебрянка дистальными образованиями, которые предположительно были сформированы на подводном склоне. Микститы танинской свиты образованы в зоне подводного конуса выноса талых ледниковых вод; его продвижение в бассейн и, соответственно, процесс накопления микститов, были связаны, по всей видимости, с понижением уровня моря.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕВЕНДСКИХ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮЖНОГО И СРЕДНЕГО УРАЛА

Взгляды исследователей на ранневендскую историю седиментационных бассейнов Южного и Среднего Урала существенно разнятся. Так, в работе [Докембрийская геология..., 1988] высказано мнение, что с венда-кембрия на Урале начался собственно геосинклинальный процесс, сопровождавшийся образованием океанической коры. тогда как на протяжении всего предшествующего рифея на рассматриваемой территории преобладали процессы континентального рифтогенеза. В.Е. Хаин и Н.А. Божко [1988, с. 316], напротив, считают, что в венде на Урале “...происходит усиление рифтового режима и формирование спа-

рагмитовой формации... К концу раннего венда происходит запечатывание авлакогенов, расширение зоны осадконакопления...”

В.П. Парначев [1986, 1988 и др.] также рассматривает вендские осадочные и вулканогенные комплексы как специфические грабенные образования, формировавшиеся в аллювиально-пролювиальных и мелководно-морских обстановках в условиях относительно прохладного и влажного климата. Близких взглядов придерживалась М.Л. Ключина [1991], считавшая весьма сходными условия формирования отложений криволукской и кургашлинской свит и полагавшая, что они накапливались в структуре типа грабена, возникшего после размыва подстилающих образований верхнего рифея. Ранневендские образования серебрянской серии отнесены М.Л. Ключиной к спарагмитовой (танинская, гаревская и койвинская свиты) и черносланцевой (бутонская и керноская свиты, а также ряд подразделений сыльвицкой серии) формациям. Первая из них включает континентальные и прибрежно-морские образования, вторая объединяет мелководные осадки. Отложения обеих формаций накапливались в эпоху пассивного тектонического режима.

Характеризуя вендские магматические ассоциации западного склона Южного Урала, А.А. Алексеев [1994, с. 14] считает, что они были сформированы “... на континентальной коре, в связи с чем в их составе сильно редуцированы или полностью отсутствуют магматические формации начальных стадий развития...”. По его мнению, вместе с рядом других данных это “...подтверждает правомочность представлений о вендском ... геосинклинально-орогенном цикле развития Урала...”.

Анализируя вендскую геодинамику Урала, В.Н. Пучков [1999] охарактеризовал ранний венд как время преимущественно спокойного в тектоническом отношении накопления мелководных кварцито-сланцевых и карбонатных толщ шельфового типа, ничем, по его мнению, “... не напоминающих формации зон активного рифтогенеза”. По данным В.А. Коротева и др. [1998], анализ палеогеодинамических аспектов вендско-раннепалеозойского развития Урала, напротив, показывает, что в пределах всего Уральского складчатого пояса в тот интервал времени была сформирована “...серия рифтогенных грабенов и депрессий, выполненных терригенно- и вулканогенно-осадочными образованиями”. В.М. Нечухин [1998] относит вендские образования Урала к ассоциациям эпиконтинентального рифтогенеза. Е.М. Аксенев [1998, с. 79] указывает, что в раннем венде Восточно-Европейская платформа имела довольно высокое гипсометрическое положение, что обусловило “...экстраординарное развитие..., когда огромные пространства... сначала были охвачены материковым покрывным оледе-

нением, а затем начали формироваться крупные трапповые впадины, как отражение начавшейся коренной перестройки структурного плана...”.

Разработка моделей формирования мариногляциальных последовательностей, в которых отражены процессы осадконакопления и тектоники, позволила показать, что сохранение в геологической летописи осадочных последовательностей с микститами, как и ассоциаций другого генезиса, зависит прежде всего от соотношения тектонического прогибания и характера эвстатических изменений уровня моря [Обстановки осадконакопления..., 1990; Eyels, Eyels, 1992; Brookfield, 1994 и др.]. Гляциальные эпохи отличаются от других значительно более быстрыми и ярче выраженными вариациями уровня моря, что способствует формированию контрастных фациальных ассоциаций в периоды низкого и высокого стояния водной поверхности. В периоды оледенения при низком положении уровня моря заметное накопление осадков происходит только в глубоких структурах – рифтах, на континентальных склонах и в океанических бассейнах. Преобладающим развитием пользуются в данном случае незрелые терригенные образования, иногда к ним добавляются поступающие с эродируемых шельфов обломочные карбонатные накопления. В межледниковые и/или постледниковые эпохи, в условиях высокого стояния уровня моря, формируются достаточно зрелые силикокластические и карбонатные последовательности. При относительно быстром погружении в бассейнах осадконакопления, подверженных влиянию процессов оледенения, формируются мощные комплексы мариногляциальных кластических отложений, чередующиеся с межледниковыми осадками. По мере уменьшения скорости прогибания, вследствие прогрессирующего остывания литосферы (т.е. вверх по разрезу), мощность указанных образований должна становиться меньше.

Фациальные модели гляциального осадконакопления разработаны в настоящее время достаточно хорошо [Powell, 1984; Anderson, Molnia, 1989; Brodzikowski, Van Loon, 1991 и др.]. Некоторые из них использованы и при рассмотрении особенностей накопления верхнедокембрийских осадочных ассоциаций [Brookfield, 1994; Fairchild, 1993]. Для осадочных бассейнов областей оледенения характерны несколько типов седиментационных последовательностей, объединяющих довольно широкий спектр фаций (рис. 4). В интракратонных обстановках (*первый тип*) устойчивому накоплению и сохранению осадочных образований часто препятствует изостатическое поднятие. Формирование относительно маломощных ледниковых и межледниковых последовательностей возможно здесь только в условиях быстрого погружения.

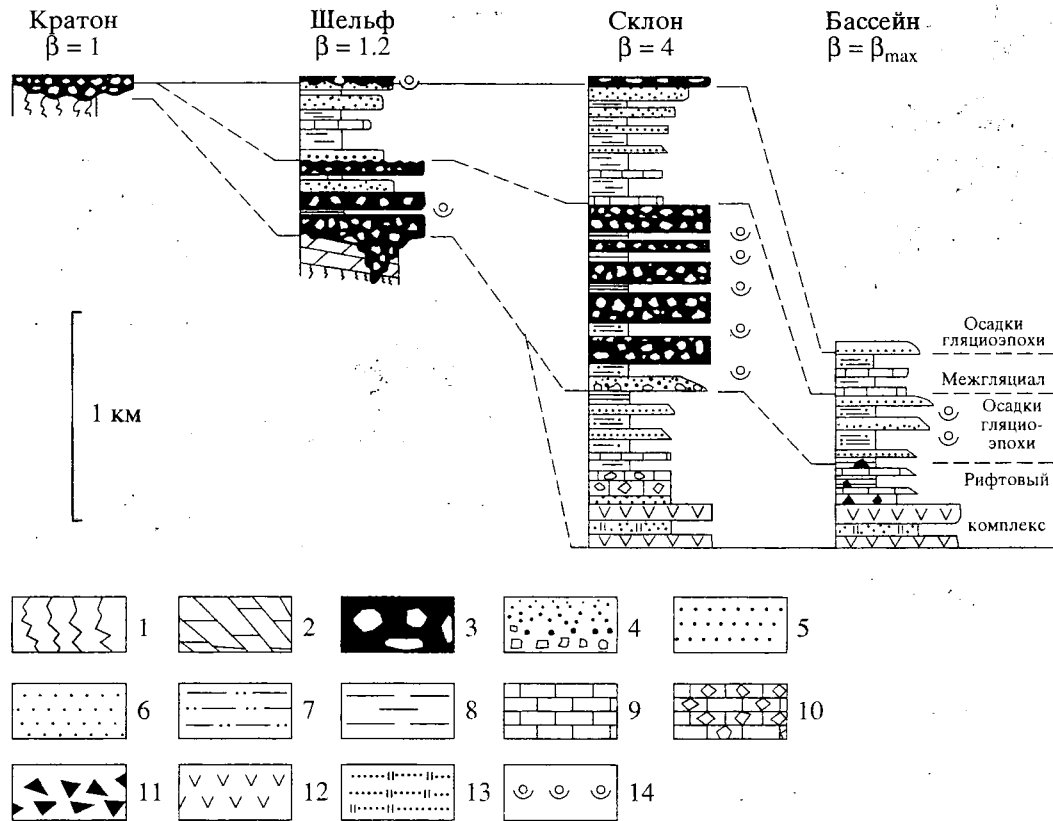


Рис. 4. Фациальные модели гляциального осадконакопления на кратонах, шельфах, склонах и в собственно бассейновых обстановках, по данным, приведенным в работе [Brookfield, 1994] (в скобках показаны предполагаемые значения коэффициента растяжения коры).

1 – кристаллический фундамент; 2 – шельфовые карбонатные ассоциации; 3 – микститы; 4 – пласты с градационной слоистостью; 5 – крупнозернистые песчаники и гравелиты; 6 – мелко- и среднезернистые песчаники; 7 – алеврито-глинистые породы; 8 – аргиллиты и глинистые сланцы; 9 – известняки; 10 – брекчированные известняки; 11 – горизонты брекчий; 12 – базальты; 13 – туфопесчаники; 14 – дробстоуны.

На шельфах (*второй тип*) в периоды низкого положения уровня моря и при незначительной скорости прогибания континентальные льды в ряде случаев могут эродировать ранее сформированные собственно ледниковые и межледниковые отложения. Здесь сохраняются, как правило, ледниковые накопления финальных стадий и следующие за ними постледниковые литофации.

В узких рифтовых бассейнах и на континентальных склонах (*третий тип*) в периоды низкого стояния моря накапливаются мощные толщи марино- и/или лимно-гляциальных образований. При повышении уровня моря (вверх по разрезу) они резко или постепенно сменяются тонкозернистыми силикокластическими осадками, а иногда и карбонатными последовательностями.

Четвертый тип осадочных ассоциаций характерен для глубоких и широких рифтов, морских впадин и океанических бассейнов, где маломощные разрезы испытывают незначительное влияние со стороны прилегающей суши и слабо реагируют на привнос незрелой силикокластики,

поступающей из областей оледенений, и колебания уровня моря.

Указанные типы марино-гляциальных последовательностей могут быть намечены и среди нижневендских осадочных образований Урала. Так, относительно маломощные кургашлинская и толпаровско-суировская последовательности Южного Урала с микститами, тяготеющими к их нижним частям (рис. 5, I и II), являющиеся заполнением крупных эрозионных палеодолин и сменяющиеся выше по разрезу прибрежно- и мелководно-морскими образованиями, соответствуют второму типу марино-гляциальных осадочных ассоциаций, который характеризует последовательности шельфового типа. Строение разрезов танинско-койвинского уровня Среднего Урала и характер пространственного распределения в них микститов отвечает скорее всего накоплению исходных осадков на шельфе (западные разрезы) и склоне (восточные разрезы) седиментационного бассейна (см. рис. 5, III и IV). Это следует как из существенного увеличения с запада на восток мощности

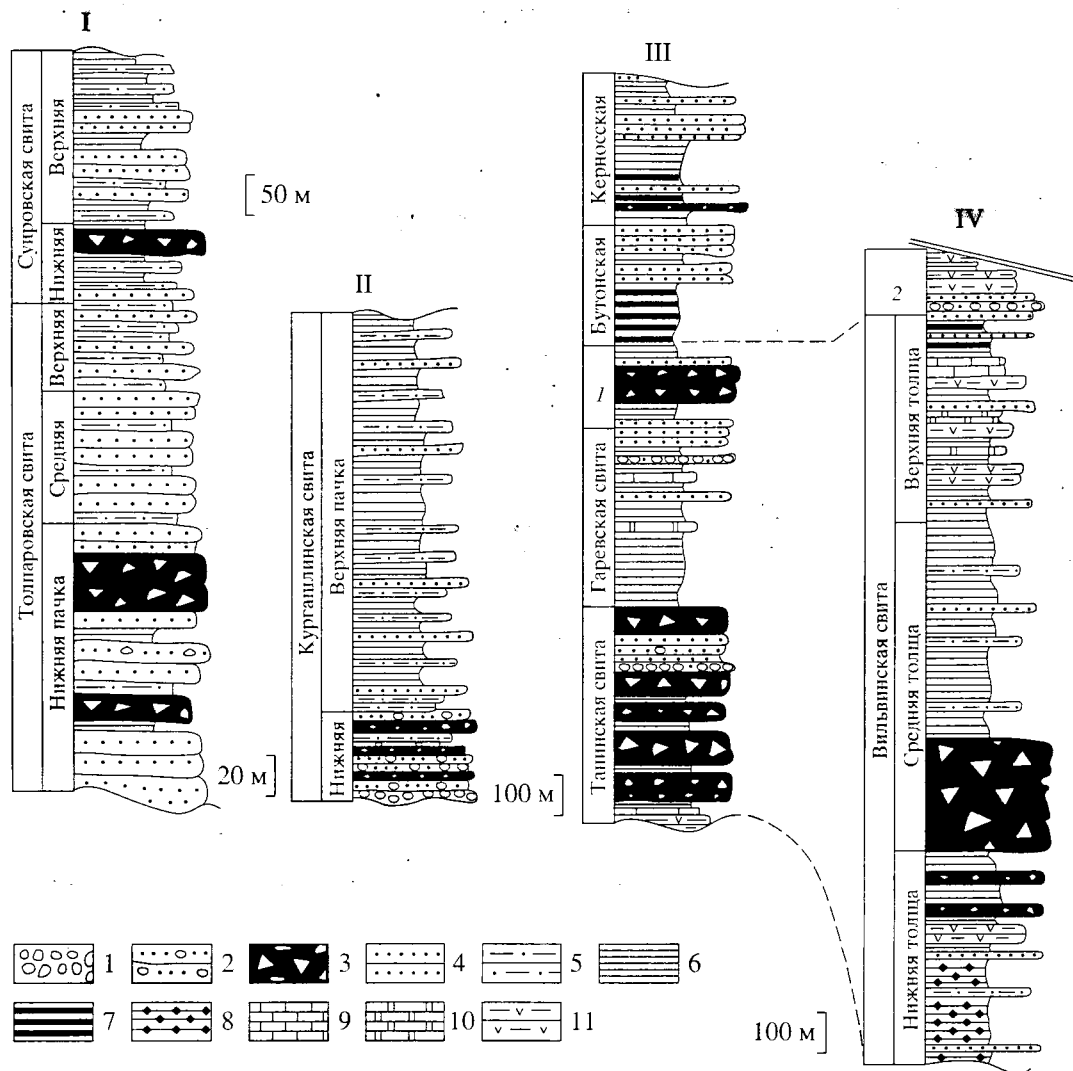


Рис. 5. Обобщенные разрезы нижнего венда западного склона Южного (I и II) и Среднего (III и IV) Урала, по данным, приведенным в работах [Козлов, 1982; Стратотип рифея..., 1983; Келлер и др., 1984; Верхний рифей..., 1982] и авторским наблюдениям.

Цифрами на колонках показаны: 1 – койвинская свита; 2 – першинская свита.

Разрезы: I – бассейн р. Зилим, район д. Толпарово; II – бассейн р. Белой, район между д. Байназарово и д. Мурадымово; III – окрестности пос. Серебрянский; IV – южное окончание Усьвинско-Сылвицкого прогиба.

1 – конгломераты и гравелиты; 2 – редкогалечниковые конгломераты и песчаники; 3 – микститы; 4 – песчаники; 5 – алевролиты; 6 – аргиллиты и глинистые сланцы; 7 – низкоуглеродистые глинистые сланцы; 8 – магнетитовые глинистые сланцы; 9 – известняки; 10 – доломиты; 11 – карбонатно-хлорит-альбитовые и альбит-хлоритовые (“зеленые”, аповулканогенные) сланцы.

отложений данного уровня, так и из занятия микститов в восточных разрезах более высокого стратиграфического положения, нежели в западных. В пользу данного предположения свидетельствует и “расклинивание” характерных для западных разрезов мощных монотонных толщ микститов пакетами и пачками иных литотипов в разрезах вильвинской свиты.

Исходя из сказанного, вырисовывается некоторое различие ранневендского осадконакопления на Южном и Среднем Урале. В первом случае это

была скорее всего зона, отвечавшая паре обстановок “кратон-шельф”, в пределах которой гляциальные и мариногляциальные отложения сохранились в основном в узких врезанных (рифтогенных?) долинах и/или депрессиях. Из имеющихся в настоящее время данных нельзя определенно судить о направлении перемещения (на запад? на восток?) силикокластики по этим депрессиям. Для второго случая более подходит “шельфово-склоновая” модель, хотя размеры шельфа были скорее всего невелики. Ранневендский бассейн на Среднем

Урале "открывался" с таким случае на восток и, как будет показано ниже, имел, вероятно, связь с Мировым океаном. Это коренным образом отличало его от седиментационного бассейна позднего венда, когда силикокластика транспортировалась как с запада, так и с востока [Беккер, 1968 и др.].

ОСАДОЧНЫЕ АССОЦИАЦИИ РАННЕГО ВЕНДА УРАЛА И НОРВЕГИИ (МАТЕРИАЛЫ К СРАВНИТЕЛЬНОМУ АНАЛИЗУ)

Наиболее хорошо изученными в седиментологическом плане являются в настоящее время ранневендские последовательности Норвегии [Чумаков, 19786; Соколов, 1998; Banks, 1973; Nustein, 1982; Edwards, 1984; Dreyer, 1988 и др.], поэтому именно они выбраны для сравнительного седиментологического сопоставления с нижевендскими осадочными ассоциациями западного склона Урала.

На севере Норвегии, в Финнмаркене, к интервалу 650–620 млн. лет относятся формации Смалфьорд, Найборг и Мортенснес серии Вестертана [Соколов, 1998; Edwards, 1984; Vidal, Moczydlowska, 1995; Siedlecka, Roberts, 1992].

Формация Смалфьорд (мощность от первых до 50 м) объединяет сероцветные диамиктиты, залегающие на эродированной поверхности пород серий Тана и Вадсё, и среднеплитчатые песчаники массивного или неясно-, горизонтально-полосчатого облика. В ее разрезах реконструированы два типа литофаций. *Литофации первого типа* – песчаники с подчиненными прослоями и линзами конгломератов, выполняющие серию палеодолин (Варангер, Крокван и др.); они формировались за счет гравитационных потоков и сопровождавшей их флювиальной седиментации в многорусловой речной системе. В палеодолине Крокван песчаники формации Смалфьорд врезаны в подстилающие отложения на несколько сотен метров, а общая мощность размытых перед накоплением базальных уровней формации Смалфьорд образований оценивается более чем в 2000 м [Edwards, 1984]. *Вторая литофация* объединяет тиллиты с подчиненными прослоями аргиллитов; это ледниковые, флювиогляциальные, флювиальные и перигляциальные образования [Siedlecka, Roberts, 1992].

Формация Найборг (около 300 м) объединяет пестроцветные и светло-серые доломиты и глинистые сланцы, чередующиеся с кирпично-красными, зеленовато- и светло-серыми горизонтально-, волнисто-, а также градационнослоистыми и массивными песчаниками. На подстилающих отложениях породы формации Найборг залегают с небольшим перерывом и несогласно перекрыты тиллитами Мортенснес. Накопление отложений

формации Найборг происходило в несколько этапов. На первом из них имела место быстрая трансгрессия, затем наступил период относительно спокойной седиментации, сопровождавшийся аградацией и проградацией конусов выноса на флангах бассейна, а далее – регрессия и преимущественно мелководно-морская седиментация [Siedlecka, Roberts, 1992, Vidal, Moczydlowska, 1995]. Возраст аргиллитов формации Найборг оценивается в 654 ± 7 млн. лет (Rb-Sr изохронный метод в целом по породе) [Roberts et al., 1998].

Формация Мортенснес (мощность от 0 до 50 м) складывается в основном тиллитами при подчиненной роли глинистых сланцев, тонко- и крупноплитчатых плохоотсортированных и градационнослоистых песчаников, конгломератов и доломитов.

На юге Норвегии, в бассейне Хедмарк, к нижнему венду принадлежат формации Осдален (Рендален, Ринг и др.) и Моелв, входящие в состав серии Хедмарк [Соколов, 1998; Sattler, Nystien, 1981; Nystien, 1982; Kumpulainen, Nystien, 1985; Vidal, Moczydlowska, 1995]. Перекрывающие формацию Моелв породы формации Экре имеют изотопный возраст 612 ± 18 млн. лет и, следовательно, формально принадлежат уже верхнему венду.

Формация Осдален представлена глинистыми сланцами, тонкослоистыми трубидитовыми песчаниками, грубообломочными аркозами, а также массивными или градационнослоистыми конгломератами, являющимися отложениями нескольких внутривендских конусов выноса. В середине 70-х гг. предполагалось, что рассматриваемые образования являются дельтовыми фациями, позднее было высказано мнение об их гравитационном генезисе. В разрезах формации реконструируются такие литофации, как базальные брекчии, галечниковые (clast-supported) конгломераты с прослоями песчаников и аргиллитов и редкогалечниковые (matrix-supported) конгломераты. Формирование базальных брекчий имело место в обстановках многорукавной аллювиальной равнины, врезанной в подстилающие илесто-карбонатные отложения приливной равнины. Амплитуда врезанных долин оценивается примерно в 300–350 м [Nystien, 1982]. Галечниковые конгломераты наблюдаются в виде пластов мощностью 0.5–5 м; они хорошо выдержаны по простиранию. Характерные текстуры конгломератов – грубая горизонтальная стратификация и градационная слоистость. Образование данной литофации происходило за счет миграции продольных песчаных и галечниковых баров в широких руслах или при покровных паводках. Редкогалечниковые конгломераты слагают в некоторых районах до 70–80% общей мощности формации. Это нестратифицированные, плохо отсортированные образования, сформированные, вероятно,

за счет субаэральных обломочных потоков [Nystien, 1982].

Формация Моелв залегает с эрозионным несогласием на подстилающих ее толщах; в ряде мест она не только несогласно перекрывает породы формации Осдален, но и верхнерифейские кварциты Этна. Преобладающим литотипом здесь являются *clast-supported* микститы, рассматривающиеся как базальный тилл наземного ледникового покрова [Sattler, Nystien, 1981]. Вместе с ними наблюдаются флювио- и лимногляциальные (?) образования – конгломераты, мелко- и тонкозернистые песчаники трубидитового генезиса, тонкослоистые аргиллиты с дропстоунами. Мощности отложений формации Моелв составляют в среднем от 2 до 20 м. Вверх по разрезу тиллиты постепенно сменяются мариногляциальными сланцами с дропстоунами.

Развитие бассейна Хедмарк в конце позднего рифея–начале венда было сходно с эволюцией большинства других осадочных бассейнов, существовавших на западной окраине Балтоскандии [Siedlecka and Roberts, 1992; Vidal, Moczydlowska, 1995]. Их появление связано с ранними фазами раскрытия океана Япетус. Вплоть до варангерского оледенения они представляли относительно глубокие морские прогибы с турбидитовой (в центре) и аллювиальной (по периферии) седиментацией. Ранее считалось, что на эпоху формирования конгломератов Осдален пришлась промежуточная фаза тектонической активности, обусловившая регрессию бассейна, появление системы аллювиальных конусов выноса и резкое усиление гравитационной седиментации [Nystien, 1982], однако в последнее время предполагается гляциоэвстатическая природа падения уровня моря.

Общие седиментологические особенности слагающих их пород и условия формирования нижневендских осадочных образований Норвегии суммированы в табл. 1. Для сравнения в табл. 2 показана аналогичная информация по нижневендским отложениям Урала. Исходя из приведенных материалов можно наметить ряд более или менее общих черт формирования осадочных ассоциаций раннего венда Урала и Норвегии.

Особенности горизонтов с микститам. Характерными особенностями ранневендских горизонтов с микститам являются преобладание среди слагающих их образований отложений гравитационных потоков разного типа (массовых, зерновых и т.п.), флювио-, лимно- и перигляциальных накоплений, представленных микститам, “мусорными” песчаниками, а также их градиционнослоистыми и массивными разностями с прослоями алевролитов, доломитов и глинистых сланцев. Соотношения их с подстилающими образованиями в большинстве рассмотренных выше примеров удивительно сходные – это глубокий размыв

с амплитудой в сотни метров и наличие в основании крупных врезанных долин и русел. Вверх по разрезу горизонты с микститам либо постепенно переходят в мелководные морские отложения, либо перекрыты ими же с небольшим размывом.

Особенности перекрывающих и чередующихся с микститам образований. В чередовании с микститовыми горизонтами наблюдаются, как правило, перилиторальные, морские мелководные и умеренно-глубоководные образования – глинистые сланцы, доломиты, пакеты и пачки переслаивания аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников и/или гравитационные отложения, формировавшиеся во фронтальных зонах дельтовых поясов вкуче с образованиями многорукавных аллювиальных долин, галечниковых баров и субаэральных обломочных потоков. Последние представлены массивными неслоистыми песчаниками или песчаниками с грубой линзовидной и/или неправильной волнистой слоистостью и многочисленными гиероглифами, пачками переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. В ряде случаев присутствуют также карбонатные отложения приливных платформ.

Общие особенности формирования осадочных последовательностей. Из сказанного видно, что наиболее общими особенностями условий формирования рассмотренных выше осадочных последовательностей являются регрессия бассейна осадконакопления, вызванная событиями гляциоэвстатического характера, накопление громадных объемов гравитационных отложений, а также образование крупных, глубоко врезанных в подстилающие образования долин и/или каньонов.

Следовательно, можно предполагать, что на восточной (Южный и Средний Урал) и северо-западной (Южная и Северная Норвегия) периферии Восточно-Европейской платформы, в разрезах осадочных последовательностей раннего венда отчетливо фиксируется крупное гляциоэвстатическое падение уровня моря, следы которого известны и в ряде других регионов⁴.

Из этого следует, что все указанные бассейны имели связь с Мировым океаном. Для Урала это скорее всего означает существование в раннем венде на западе (в пределах его современного палеоконтинентального сегмента) мелководного шельфового бассейна (или бассейнов), а на востоке (северные секторы современной Центрально-Уральской зоны, Тимано-Печорский регион? и др.) – океана. Этому предположению не противоречат и данные новейших палеогеодинамических

⁴ Наиболее впечатляющим примером этого события можно, вероятно, считать “каньоны Вонока” в Аделаидской геосинклинали [von der Borch et al., 1988; Lindsay, 1989; Christie-Blick et al., 1990; DiBona, von der Borch, 1993].

Таблица 1. Некоторые общие черты осадочных последовательностей раннего венда Северной и Южной Норвегии

Особенности горизонтов с микститами и коррелируемых с ними образований				Особенности перекрывающих и чередующихся с микститовыми горизонтами образований		
породы	генезис осадочных образований	соотношения с подстилающими образованиями	соотношения с перекрывающими образованиями	породы	генезис осадочных образований	соотношения с перекрывающими образованиями
Север Норвегии						
Диамиктиты и песчаники с линзами конгломератов, плохо отсортированные массивные и градион-нослоистые песчаники, доломиты, глинистые сланцы	Отложения гравитационных потоков и флювиальные образования, собственно ледниковые, флювиогляциальные и перигляциальные образования	Глубокий размыв (до нескольких сотен метров и/или первые тысячи метров) подстилающих пород с формированием врезанных палеодолин	Перекрывающие образования залегают с размывом на породах горизонтов с микститами	Доломиты и красноглинистые сланцы, строматолитовые доломиты	Отложения приливных платформ. Накопление в условиях быстрой трансгрессии, далее спокойная седиментация, далее выдвигание конусов выноса и мелководно-морское осадконакопление	Несогласное перекрытие
Юг Норвегии*						
Микститы с большим количеством обломков (<i>clast-supported</i>), конгломераты, песчаники, аргиллиты	Наземные тиллы, флювиогляциальные и лимногляциальные образования	Врезанные долины с амплитудой до нескольких сотен метров	Постепенный переход в гляциоморские сланцы с друпстоунами	Глинистые сланцы, грубообломочные песчаники, массивные и/или градионнослоистые конгломераты	Преимущественно гравитационные отложения, образовавшиеся на фронте дельтовых поясов вкупе с образованиями многорукавных аллювиальных долин, галечниковых баров и субаэриальных обломочных потоков	Вверх по разрезу постепенно переходят в марино-гляциальные образования с друпстоунами

Примечание. *Общие особенности осадконакопления: регрессия бассейна, появление системы аллювиальных конусов выноса (как триггерный механизм этого – резкое падение уровня моря), резкое усиление процессов гравитационной седиментации.

Таблица 2. Некоторые общие черты осадочных последовательностей раннего венда Южного и Среднего Урала

Особенности горизонтов с микститами и коррелируемых с ними образований				Особенности перекрывающих и чередующихся с микститовыми горизонтами образований		
породы	генезис осадочных образований	соотношения с подстилающими образованиями	соотношения с перекрывающими образованиями	породы	генезис осадочных образований	соотношения с перекрывающими образованиями
Южный Урал						
Серые и темно-окрашенные микститы, "мусорные" песчаники, алевролиты, глинистые сланцы	Преобладают отложения гравитационных потоков разного типа (массовые, зерновые и т.п.)	Несогласие и размыв до 400–700 м. Присутствие крупных врезанных палеодолин	Постепенный переход в прибрежно- и мелководно-морские образования	Массивные неслоистые песчаники, песчаники с грубой линзовидной и/или неправильноволнистой слоистостью, подошвенными иероглифами, пестроцветные кварцевые песчаники, тонкослонистые алевролиты и аргиллиты	Отложения мелководно-морские и гравитационные	Небольшой размыв
Средний Урал						
Лилово-серые и красноцветные микститы с алевро-глинистым и/или песчано-алевритовым матриксом, глинистые сланцы	Преимущественно морские образования, формирование значительной части которых происходило за счет турбидитовых потоков, оползания полуконсолидированных отложений и т.п. процессов, а также за счет вытаявания моренного материала из шельфового ледника	На подстилающих образованиях залегают с небольшим размывом	Перекрыты с размывом прибрежными и мелководно-морскими отложениями	Зеленовато-серые и серые глинистые и низкоуглеродистые сланцы, песчаники, известняки, в ряде разрезом – эффузивы, известняки, доломиты	Преимущественно мелководно-морские образования	Постепенный переход к мелководно-морским осадочным ассоциациям

реконструкций [Душин, 1997]. В позднем венде указанная палеогеографическая ситуация претерпела кардинальное изменение – центральные (?) и восточные районы современного Урала превратились в область интенсивного размыва и являлись основными поставщиками грубой силиккластики в пределы его западного склона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные материалы позволяют сделать ряд выводов. Первым из них является вывод о существовании на территории Башкирского мегантиклинория крупного предранневендского перерыва, во время которого были размывы значительные объемы осадочных образований верхнего рифея. Если ранее в пользу подобного заключения свидетельствовало обнаружение Б.М. Келлером, А.Ф. Вейсом и В.М. Горожаниным на западном крыле Башкирского мегантиклинория в бассейне р. Зилим врезанной с амплитудой до 600–700 м в верхнерифейские образования каратауской серии долины, выполненной породами нижнего венда, то в настоящее время эти представления подтверждаются и данными по геологии верхнерифейско-вендских осадочных последовательностей восточного крыла мегантиклинория. Приуроченность ранневендских осадочных образований на Южном Урале к крупным врезанным долинам и/или каньонам, наряду с преобладанием в их составе гравитационных отложений позволяют предполагать, что в раннем венде в существовавшем на рассматриваемой территории седиментационном бассейне произошло резкое падение уровня моря, имевшее гляциоэвстатическую природу. Подобные события описаны для раннего венда во многих регионах земного шара и, учитывая их определенную синхронность, можно думать, что южноуральский ранневендский бассейн, как и среднеуральский, имели связь с Мировым океаном.

Сравнительный анализ ранневендских осадочных последовательностей Южного и Среднего Урала и Норвегии обнаруживает сходство слагающих их породных ассоциаций по ряду параметров. Так, характерными особенностями известных здесь горизонтов с микститами являются преобладание отложений гравитационных потоков разного типа, перифлювио- и лимногляциальных накоплений. В большинстве случаев они залегают на подстилающих образованиях с глубоким размывом, выполняя крупные врезанные долины и русла. Вверх горизонты с микститами либо постепенно переходят в мелководные морские отложения, либо ими же с небольшим размывом. В чередовании с ними наблюдаются перилиторальные и морские мелководные образования, формировавшиеся во фронтальных зонах дельтовых поясов; иногда присутствуют маломощные карбонатные отложения приливного генезиса.

Сопоставление уральских разрезов раннего венда с современными фациальными моделями гляциального осадконакопления показало, что относительно маломощные марино-гляциальные последовательности Южного Урала с микститами, тяготеющими к их нижним частям, достаточно хорошо соответствуют типу собственно шельфовых осадочных ассоциаций. Строение разрезов серебрянского уровня Среднего Урала и характер пространственного распределения в них микститов более отвечает накоплению исходных осадков на шельфе (западные разрезы) и склоне (восточные разрезы) седиментационного бассейна. Сказанное показывает некоторое отличие областей осадконакопления раннего венда Южного и Среднего Урала. В первом случае это была скорее всего зона, отвечавшая “кратонно-шельфовой” обстановке с активной переработкой ранее накопившихся гляциальных и марино-гляциальных отложений и сохранением их от полного уничтожения в ряде глубоких врезанных долин. Для среднеуральского бассейна более подходит “шельфово-склоновая” модель. Однако и в том и в другом случаях общая палеогеографическая ситуация раннего венда кардинально отличается от поздневендской, когда в связи с кадомским (?) орогенезом существенную роль в минеральном питании области седиментации стали играть и внутриуральские источники сноса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аблизин Б.Д., Курбачкая Ф.А., Крылов И.Н.* К стратиграфии верхнего докембрия западного склона Северного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 9. С. 108–113.
- Аксенов Е.М.* История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб: ИГГД РАН, 1998. 106 с.
- Алексеев А.А.* Эндогенные петрогенетические процессы и геологические формации в позднедокембрийской истории Урала (на примере западного склона Урала): Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГУрО РАН, 1994. 41 с.
- Алексеев А.А.* Палеогеодинамическая интерпретация рифея Урала по магматическим и метаморфическим событиям // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: ИГГУрО РАН, 1997. С. 142–148.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В.* Магматизм, метаморфизм и палеотектоника позднего докембрия западного склона Южного Урала // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1988. С. 54–60.
- Беккер Ю.Р.* Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра, 1968. 150 с.
- Беккер Ю.Р.* Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.

- Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы / Под ред. Соколова Б.С., Федонкина М.А. М.: Наука, 1985. 222 с.
- Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала / Под ред. Хаина В.Е., Чувашева Б.И. М.: Наука, 1982. 139 с.
- Гилева Н.П. К вопросу расчленения надкаратауских отложений западной и центральной структурно-фациальных зон Южного Урала // Проблемы геологии докембрия и нижнего палеозоя Урала. М.: Геолфонд РСФСР, 1985. С. 24–36.
- Горожанин В.М. К вопросу о нижней границе венда на Южном Урале // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1988. С. 41–45.
- Горожанин В.М. Рубидий-стронциевый изотопный метод в решении проблем геологии Южного Урала: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГУрО РАН, 1995. 23 с.
- Горожанин В.М. Rb–Sr данные по вулканитам аршинской свиты (Южный Урал) // Ежегодник-1996. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1998. С. 175–178.
- Докембрийская геология СССР / Под ред. Рундквиста Д.В., Митрофанова Ф.П. Л.: Наука, 1988. 440 с.
- Душин В.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 212 с.
- Иванов С.Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении геосинклиналей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. 78 с.
- Иванов С.Н. О доордовикской истории Урала и предгеосинклинальном развитии земной коры вообще // Доордовикская история Урала. Т. I. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 3–27.
- Иванов С.Н. Еще раз о байкальской орогенной складчатости на Урале // Ежегодник–1997. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 40–42.
- Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления (со снятыми фанерозойскими отложениями). Масштаб 1 : 2500000. Объяснительная записка / Под ред. Беккер Ю.Р. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 172 с.
- Келлер Б.М. Вендский комплекс Урала // Сов. геология. 1966. № 5. С. 58–69.
- Келлер Б.М., Вейс А.Ф., Горожанин В.М. Толпаровский разрез верхнего докембрия (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 9. С. 119–124.
- Клочихин А.В., Романов В.А., Радченко В.В., Михайлов П.Н. К вопросу о стратиграфическом расчленении и корреляции доордовикских отложений Авзянского района Южного Урала // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа: ИГ БФ АН СССР, 1969. С. 18–27.
- Клюжина М.Л. Вендская система Урала. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1991. 58 с.
- Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.
- Козлов В.И., Краснобаев А.А., Вейс А.Ф. и др. Стратотип рифея: строение, палеонтологическая характеристика, изотопный возраст // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд): Тез. докл. Всесоюз. совещания “Общие вопросы расчленения докембрия СССР”. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 11–17.
- Коротеев В.А., Краснобаев А.А., Нечеухин В.М. Проблемы геохронологии и палеогеодинамики венд-раннепалеозойского интервала развития Земли // Палеогеография венда-раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 4–8.
- Краузе С.Н., Маслов В.А. Ордовик, силур и нижний девон западного склона Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1961. 95 с.
- Кукушкин А.И. Стратиграфия верхнедокембрийских отложений западного склона Северного и Среднего Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 3. С. 80–90.
- Курбацкая Ф.А., Аблизин Б.Д. К палеогеографии терригенных толщ верхнего докембрия западного склона Среднего Урала // Ученые записки Пермского гос. ун-та. 1970. № 210. С. 109–126.
- Лунгерсгаузен Г.Ф. О фациальной природе и условиях отложения древних свит Башкирского Урала // Сов. геология. 1947. № 18. С. 35–74.
- Лунгерсгаузен Г.Ф. Следы оледенений в позднем докембрии Южной Сибири и Урала и их стратиграфическое значение // XXI Межд. геол. конгресс: Докл. сов. геологов. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Проблема 8. С. 97–108.
- Маслов В.А., Крупенин М.Т. Новые данные по геологии и седиментологии верхнедокембрийских и нижнепалеозойских отложений в зоне сочленения Башкирского мегантикклонория и Зилаирского мегасинклинория к югу от широты с. Кара // Палеогеография венда-раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 113–125.
- Младших С.В., Аблизин Б.Д. Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 2. С. 67–80.
- Младших С.В., Клюжина М.Л., Аблизин Б.Д. Корреляция терригенных отложений вендомия на западном склоне Южного и Среднего Урала // Докембрий и нижний палеозой Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 13–29.
- Нечеухин В.М. Минерогения венд-раннепалеозойских геодинамических ассоциаций // Палеогеография венда-раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 25–30.
- Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. Рединга Х. М.: Мир, 1990. Т. 2. 384 с.
- Парначев В.П. О некоторых принципиальных вопросах рифейского осадконакопления на западном склоне Южного Урала (Башкирский менактиклинорий) // Геология и палеонтология Урала. Информационные материалы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 68–71.
- Парначев В.П. Магматизм и осадконакопление в позднедокембрийской истории Южного Урала: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1988. 33 с.
- Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С. 18–33.
- Пучков В.Н. Позднепротерозойские структуры Южного Урала // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997а. С. 127–142.

- Пучков В.Н. Структурные соотношения докембрия и палеозоя на периферии Башкирского мегантиклинория // ДАН. 1997б. Т. 352. № 5. С. 667–671.
- Пучков В.Н. Палеовендская геодинамика Урала: к анализу мифотворчества // Ежегодник-1997. Уфа: УфНЦ РАН, 1999. С. 240–249.
- Романов В.А., Синецын И.И., Швецов П.Н., Радченко В.В. Нижние горизонты ашинской серии и их соотношение с подстилающими образованиями Южного Урала // Геология докембрия Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1980. С. 42–50.
- Русин А.И. Поздневендская коллизия в зоне Урала: миф или реальность? // Ежегодник-1997. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 56–62.
- Русин А.И. Литосферное растяжение и проблемы тектогенеза позднего докембрия // Ежегодник-1999. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000.
- Русин А.И., Краснобаев А.А. Природа докембрия в фанерозойских складчатых областях // Докембрий в фанерозойских складчатых областях. СПб.: ИГГД РАН, 1992. С. 17–28.
- Соколов Б.С. Очерки становления венда. М.: КМК Лтд., 1998. 156 с.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Роскомнедра, ИГГ УрО РАН, 1993. 172 л.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Формирование земной коры Урала / Под ред. Иванова С.Н., Пучкова В.Н. М.: Наука, 1986. 247 с.
- Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
- Чумаков Н.М. К стратиграфии верхних горизонтов докембрия на Южном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978а. № 12. С. 35–48.
- Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1978б. 202 с.
- Чумаков Н.М. Тиллиты и тиллоиды западного склона Среднего Урала // Разрезы верхнего рифея, венда и нижнего палеозоя Среднего и Южного Урала. Путеводитель геологических экскурсий Всерос. совещания "Палеогеография венда-раннего палеозоя". Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. С. 74–82.
- Чумаков Н.М. Опорный разрез вендских ледниковых отложений Южного Урала (кургашлинская свита Криволукского грабена) // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 138–153.
- Anderson J.B., Molnia B.F. Glacial-Marine sedimentation // Am. Geophys. Union Short Course Geol. 1989. V. 9. 127 p.
- Banks N.L. Innerelv Member: Late Precambrian marine shelf deposits, East Finnmark // Norges geol. unders. 1973. № 288. P. 7–25.
- Brodzikowski K., Van Loon A.J. Glaciogenic sediments. Amsterdam: Elsevier, 1991. 674 p.
- Brookfield M.E. Problems in applying preservation, facies and sequence models to Sinian (Neoproterozoic) glacial sequences in Australia and Asia // Prec. Res. 1994. V. 70. P. 113–143.
- Christie-Blick N., von der Borch C.C., DiBona P.A. Working hypotheses for the origin of the Wonoka canyons (Neoproterozoic), South Australia // Am. J. Sci. 1990. V. 290-A. P. 295–332.
- DiBona P.A., von der Borch C.C. Sedimentary geology and evolution of an outcropping shelf-margin delta, Late Proterozoic Wonoka formation, South Australia // AAPG Bull. 1993. V. 77. № 6. P. 963–979.
- Dreyer T. Late Proterozoic (Vandian) to Early Cambrian sedimentation in Hedmark Group, southwestern part of the Sparagmite Region, southern Norway // Norges geol. unders. 1988. № 412. P. 1–27.
- Edwards M.B. Sedimentology of the Upper Proterozoic glacial record, Vestertana Group, Finnmark, North Norway // Norges geol. unders. 1984. № 394. 76 p.
- Erdtmann B.-D., Maslov A.V., Maletz J., Paalits I. Late Arenig-Llanvirn graptolites from Kaga village, Bashkiria, Southern Urals of Russia / Eds. Gutierrez-Marco J.C., Rabano I. Proceedings of the 6th Intern. Graptolite Conference (GWG-IPA) & 1998 Field Meeting, IUGS Subcomm. on Silurian Stratigraphy. V. 23. Madrid, 1998. P. 180–182.
- Eyles N., Eyles C.H. Glacial depositional systems / Eds. Walker R.W., James N.P. Facies models. Geol. Ass. Canada. St. John's Univ. Nfld. 1992. P. 73–100.
- Fairchild I.J. Balmy shores and icy wastes: the paradox of carbonates associated with glacial deposits in Neoproterozoic times // Sedim. Rev. 1993. V. 1. P. 1–16.
- Kumpulainen R., Nustien J.P. Late Proterozoic basin evolution and sedimentation in the westernmost part of Baltoscandia // The Caledonide Orogen – Scandinavia and Related Areas / Eds. Gee D., Sturt B. John Wiley and Sons Ltd. 1985. P. 213–232.
- Lindsay J.F. Depositional controls on glacial facies associations in a basinal setting, Late Proterozoic, Amadeus basin, Central Australia // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1989. V. 73. P. 205–232.
- Nustien J.P. Late Proterozoic Basin Evolution on the Baltoscandian Craton: the Hedmark Group, Southern Norway // Norges geol. unders. 1982. № 375. 74 p.
- Powell R.D. Glacimarine processes and inductive lithofacies modelling of ice shelf and tide-water glacier sediments based on Quaternary examples // Mar. Geol. 1984. V. 57. P. 1–52.
- Roberts D., Gorokhov I., Siedlecka A. et al. Rb–Sr dating of illite fractions from Neoproterozoic shales on Varanger Peninsula, North Norway // Norges geol. unders. № 433. 1998. P. 24–25.
- Sattler T.S., Nystien J.P. Tectonic framework, stratigraphy, sedimentation and volcanism of the Late Precambrian Hedmark Group, Osterdalen, South Norway // Norsk Geol. Tidsskrif. 1981. V. 61. P. 193–211.
- Siedlecka A., Roberts D. The Bedrock geology of Varanger Peninsula, Finnmark, North Norway: an excursion guide // Norges geol. unders. 1992. Spec. Publ. 5. 45 p.
- Vidal G., Moczydlowska M. The Neoproterozoic of Baltica – stratigraphy, palaeobiology and general geological evolution // Prec. Res. 1995. V. 73. P. 197–216.
- von der Borch C.C., Christie-Blick N., Grady A.E. Depositional sequence analysis applied to Late Proterozoic Wilpena Group, Adelaide Geosyncline, South Australia // Australian J. of Earth Sciences. 1988. V. 35. P. 59–71.