

УДК 551.8:551.72

## ФАЦИАЛЬНЫЕ АССОЦИИ ОСАДОЧНЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ РИФЕЯ

© 2002 г. А. В. Маслов

Институт геологии и геохимии Уральского отделения Российской академии наук  
620151 Екатеринбург, Почтовый пер. 7  
E-mail: maslov@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 02.11.2001 г.



В статье рассмотрены характерные для интра- и перикратонных разрезов рифея Волго-Уральской области, западного склона Урала, Тимано-Печорской области, Кольского п-ва, периферии и внутренних частей Сибирской, Северо-Американской и Индийской платформ крупные фациальные ассоциации, реконструкция латеральных и вертикальных соотношений которых позволяет восстановить основные закономерности эволюции позднедокембрийских бассейнов осадконакопления. Показано, что в настоящее время появилась необходимость специализированных исследований, целью которых была бы реконструкция пространственной "архитектуры" указанных ассоциаций по сохранившимся к настоящему времени фрагментам осадочных бассейнов рифея, что может привести к получению существенно новой информации об особенностях их выполнения. Это имеет весьма важное значение для оценки перспектив осадочных бассейнов позднего докембрия в отношении поисков в них полезных ископаемых, в т.ч. и углеводородного сырья.

Детальные седиментологические исследования, проведенные отечественными и зарубежными исследователями в последние 15–20 лет, показали значительное разнообразие обстановок накопления осадочных последовательностей рифея [Вейс, Семихатов, 1989; Вейс, Петров, 1994; Вейс и др., 1998а, 1998б; Крупенин, 1999; Маслов, 1993, 1997; Петров, 1993; Петров, Вейс, 1995; Петров, Семихатов, 1997, 1998; Петров и др., 1995; McKelvey, 1968; Chanda, Bhattacharyya, 1974; Eisbacher, 1981; Aitken, 1989; Cressman, 1989; Knoll et al., 1989; Knoll, Swett, 1990; Ghosh, 1991 и др.]. Результаты этих исследований, так же как и наши данные по стратотипическому разрезу рифея Башкирского мегантиклинория, свидетельствуют о тесном переплетении и варьирующей во времени роли различных факторов, влиявших на накопление осадочных ассоциаций. Наиболее общие закономерности строения крупных осадочных серий и "архитектура" осадочного выполнения седиментационных бассейнов определялись, несомненно, тектоническими причинами. В то же время, при анализе условий формирования осадочных образований, слагающих литостратиграфические единицы более низкого порядка, на первое место выдвигаются собственно седиментологические, палеогеографические, климатические и другие факторы. Аналогичные соотношения и роль указанных факторов контроля седиментации характерны не только для рифея, но и для позднейших эпох, что, по-видимому, и обуславливает определенное сходство седиментационных систем и палеогеографии позднедокембрийских и, по крайней

мере, раннепалеозойских бассейнов осадконакопления. При детальном литолого-фациальном изучении разрезов появляется возможность отслеживания и реконструкции малоамплитудных флуктуаций уровня воды в бассейнах, изменений базиса действия штормового и обычного волнения, колебаний общего и местных базисов эрозии, а также ряда других локальных факторов, совокупный набор которых и определял, в конечном счете, ту пестроту фаций и их ассоциаций, которую мы видим сегодня в разрезах "миогеосинклинали рифея", ранее считавшихся однообразными и достаточно хорошо выдержанными на больших территориях [Стратиграфия СССР..., 1963; Стратотип рифея..., 1983; Докембрийская геология..., 1988 и др.].

Анализ фациального состава отложений интра- и перикратонных осадочных последовательностей рифея показывает, что они представлены рядом крупных фациальных ассоциаций, к числу которых относятся терригенные аллювиальные и аллювиально-дельтовые, "сверхмелководные", мелководно-морские и умеренно глубоководные, а также специфические вулканогенно-терригенные, преимущественно прибрежно-морские и континентальные образования. Среди карбонатных фациальных ассоциаций могут быть названы также "сверхмелководные", мелководно-морские и умеренно глубоководные, накапливавшиеся ниже базиса штормового волнения. Краткая характеристика каждой из указанных ассоциаций и основные особенности их формирования приведены ниже.

**Аллювиальные и аллювиально-дельтовые образования.** В стратотипическом разрезе рифея аллювиальные и аллювиально-дельтовые отложения известны в нижней части каратауской серии верхнего рифея (бирьянская подсвита зильмердакской свиты) [Акимова, 1967; Маслов, 1988а, 1991б]. Они объединяют средне- и крупнозернистые аркозовые, полевошпато-кварцевые и граувакково-аркозовые песчаники, алевролиты, гравелиты и конгломераты. Максимальная мощность отложений достигает более 2500 м. Данный комплекс формировался в условиях вялого (в понимании В.Д. Шутова [Грауваки..., 1972]) тектонического режима в области сноса и компенсированного, но в то же время резко дифференцированного прогибания дна бассейна. В его составе распознаются осадки русловых, пойменных и междуречных фаций, отложения эфемерных водоемов, приустьевого подвижного мелководья и др. [Маслов, 1985, 1988а]. Значительная площадь распространения отложений (более 30000 км<sup>2</sup>), пестрота фаций и ряд специфических текстурно-структурных особенностей указывают на формирование осадочных последовательностей бирьянской подсвиты зильмердакской свиты в обстановке разветвленной (многоорукавной) речной системы. Появление данной ассоциации в стратотипе рифея указывает на отчетливо проявленное на рубеже среднего и позднего рифея резкое сокращение морской акватории, связанное с начавшейся в это время заметной перестройкой общего стиля седиментации. Формирование отложений происходило за счет мобилизации слабо измененного процессами выветривания обломочного материала, сносившегося с умеренно и слабо расчлененных водосборов, сложенных осадочно-метаморфическими и кислыми магматическими породами, при подчиненной роли основных и ультраосновных разностей [Орлова, 1960; Акимова, 1966; Карта докембрийских..., 1983; Маслов, 1988а, 1990]. Данные литолого-геохимических исследований указывают на преобладание во время накопления отложений бирьянской подсвиты зильмердакской свиты семиаридных или близких к ним климатических обстановок [Гареев, 1987; 1989; Маслов, 1988а; Маслов, Гареев, 1988] и только самые низкие уровни бирьянской подсвиты слагаются материалом, сформировавшимся в условиях интенсивного химического выветривания на палеоводосборах [Маслов и др., 1999].

Аллювиальные и близкие к ним по генезису фациальные ассоциации описаны к настоящему времени во многих разрезах верхнего докембрия мира. Формирование их происходило, как правило, в обстановках разветвленных многорусловых речных систем [Сочава, 1982; Казанский, 1983; McGowen, Garner, 1970].

На севере европейской части России примером их могут являться красноцветные образова-

ния терской свиты Кольского п-ва, основную роль среди которых играют песчаники с пологой косою средне- и крупномасштабной, иногда гигантской, однонаправленной слоистостью [Сочава, 1979, 1982].

Среди рифейских отложений Сибирской платформы, включая ее периферию, к собственно аллювиальным или полифациальным аллювиально-озернодельтовым образованиям относятся отложения лабазтахской свиты Анабарского поднятия [Беляков, 1966; Рифейские отложения..., 1973; Вейс, Петров, 1994], ряд толщ в Приангарье [Анатольева, 1972; Казанский, 1983] и другие осадочные последовательности. Детальный седиментологический анализ отложений лабазтахской свиты нижнего рифея, выполненный П.Ю. Петровым [Вейс, Петров, 1994], позволил показать присутствие в ее нижней части аллювиальных образований крупных равнинных рек (разнозернистые песчаники с крупной косою слоистостью, текстурами промоин и др.), сменяющихся вверх по разрезу аллювиальными отложениями прибрежно-морской равнины (мелко- и среднезернистые песчаники с однонаправленной косою плоскопараллельной слоистостью и прослоями гравелитов). Венчается разрез свиты песчаниками с горизонтальной, волнистой и косоволнистой слоистостью и глобулями глауконита, формирование которых происходило уже в открыто-морских обстановках.

Классические примеры аллювиальных и аллювиально-дельтовых отложений многоорукавных рек описаны среди верхнедокембрийских комплексов Шотландии, где они представлены мощной последовательностью красноцветных песчаников с троговой и прямолинейной слоистостью, прослоями и линзами конгломератов и гравелитов; формирование этих отложений происходило на обширной предгорной аллювиальной равнине [Selley, 1965; Stewart, 1982; Williams, 1968, 1969]. В ассоциации с русловыми косослоистыми песчаниками здесь наблюдаются также грубозернистые, плохо отсортированные песчаники и конгломерато-брекчии пролювиального генезиса.

Аллювиальные отложения присутствуют также в разрезах верхнего рифея Норвегии [Banks et al., 1974; Nustien, 1982; Siedlecka, 1985, 1995; Siedlecka, Roberts, 1992], где они известны в составе серий Вадсё, Танафьорд, Вестертана и других, образованных в условиях плавного прогибания северо-восточной периферии Балтийского щита. Седиментация носила прерывистый характер и имела место первоначально в относительно небольшом бассейне.

На Северо-Американской платформе отложения широких мелководных русел многоорукавных рек описаны в разрезах нижней части серии Мизула (надсерия Белт) на северо-западе Монтаны

[Winston, 1973, 1986; Whipple et al., 1984 и др.]. Они представлены здесь красноцветными тонко-, горизонтально- и косослоистыми песчаниками и чередующимися с ними глинистыми сланцами (паводковые осадки мелких русел), а также грубо- и среднезернистыми песчаниками с пологой косой и горизонтальной слоистостью, прослоями и линзами гравелитов (осадки гравийных баров). По латерали эти образования тесно связаны с горизонтально-слоистыми песчаниками и пестроцветными аргиллитами – осадками прибрежно-континентальных равнин (?).

Отложения многорукавных аллювиальных систем широко распространены и среди позднепротерозойских седиментационных последовательностей Канады [Fahrig, 1961; Campbell, 1979; Proterozoic basins..., 1981; Frisch, Christie, 1982; Ross, 1983; Smith, Hiscott, 1984; Jackson et al., 1985; Cheddle, 1985; Stewart, 1987; Chandler, 1988]. Так, на северо-западе о-ва Баффинова Земля граниты и гнейсы афебия перекрыты мощным комплексом осадочных образований надсерии Байлот [Jackson et al., 1985]. Залегающие в основании надсерии отложения формаций Наньят и Адамс Саунд сформированы преимущественно под влиянием различных типов аллювиальных систем [Jackson, Iannelli, 1981]. Первая из них представлена в нижней части песчаниками с прослоями конгломератов, для которых характерно унимодальное распределение индикаторов палеотечений. Формирование указанных образований происходило преимущественно в аллювиальных обстановках. Формация Адамс Саунд (60-65 – 600 м) складывается главным образом тонко- и толстоплитчатыми, иногда массивными, кварцевыми аренитами с подчиненными им прослоями субаркозовых галечниковых конгломератов, алевролитов и аргиллитов. Типичными текстурами являются здесь знаки ряби течения, троговая и плоскопараллельная косая слоистость, русловые текстуры, знаки нагрузки, деформированная в полупластичном состоянии слоистость, кластические дайки. Формирование отложений имело место предположительно в проксимальных и дистальных обстановках разветвленной речной равнины. В бассейне р. Коппермайн и окрестностях Большого Медвежьего озера среди терригенных и терригенно-вулканогенных образований серий Хорнби Бей, Дисмал Лейкс и Коппермайн Ривер известны мощные толщи аллювиальных и аллювиально-дельтовых отложений. Наиболее низкие уровни разреза серии Хорнби Бей представлены кремовыми, желтовато-розовыми и розовато-лиловыми косослоистыми кварцитовидными песчаниками с симметричными и асимметричными знаками ряби и редкими линзами конгломератов [Baragar, Donaldson, 1973]. Мощность описанных отложений оценивается В. Барагаром и Дж. Дональдсоном примерно в 1100–1200 м. Выше они сменяют-

ся темноокрашенными алевролитами и мощной толщей доломитов. По данным Дж. Росса [Ross, 1983], текстурные особенности песчаников из разрезов серии Хорнби Бей (крупномасштабная и сверхкрупная, до 2–10 м, плоскопараллельная и троговая косая и клиновидная слоистость, хорошая сортировка кластического материала, присутствие в ряде случаев в косых слоях внутренней мелкомасштабной слоистости знаков ряби, однонаправленная ориентировка мегасерий, бимодальное распределение микрокосых слоев и др.) указывают на формирование многих из них, предположительно, за счет мигрирующих эоловых форм рельефа. В целом, накопление подобных образований имело место, по представлениям Дж. Росса [Ross, 1983], в континентальных топографически замкнутых или полужамкнутых интракратонных бассейнах, где преобладали процессы аллювиальной и эоловой седиментации, приводившие к формированию целых “песчаных морей”.

По данным приведенным в работе [Kerans et al., 1981], формирование осадочных образований серии Хорнби Бей началось с заполнения палеодепрессий грубообломочными отложениями нескольких, частично перекрывавшихся аллювиальных конусов выноса. Постепенное погружение и/или эвстатическое повышение уровня моря обусловили появление в последующем аллювиально-дельтовых и интертайдиальных отложений – долостоунов и строматолитовых доломитов. На отложениях серии Хорнби Бей несогласно залегают породы серии Дисмал Лейкс. Базальные ее уровни представлены грубоплитчатыми светлоокрашенными, преимущественно массивными кварцевыми песчаниками с редкими галечниковыми слоями. Вверх по разрезу они сменяются все более тонкоплитчатыми, часто косослоистыми разностями. Формирование грубообломочных отложений базальных уровней серии Дисмал Лейкс также происходило в обстановках разветвленных речных долин, а некоторые из них являются типичными фангломератами [Baragar, Donaldson, 1973]. Восточнее оз. Дисмал, в районе Мелвилл Саун-Элу Инлет одновозрастными породами серии Хорнби Бей являются осадочные последовательности формаций Эллис и Перри Бей [Campbell, 1979].

Формация Эллис представлена весьма пестрым комплексом пород. В нижней ее части преобладают крупно- и грубозернистые полевошпато-кварцевые песчаники, кварцитовидные песчаники и галечниковые конгломераты с крупно- и среднемасштабной косой плоскопараллельной и троговой слоистостью, знаками ряби течения и поверхностями локальных размывов: иногда наблюдаются тонкозернистые кварцитовидные песчаники с прослоями, обогащенными тяжелыми минералами. Выше развиты пакеты переслаива-

ния доларенитов, кварцитовидных песчаников с прямолинейной косою слоистостью и знаками ряби, строматолитовых доломитов, алевролитов и оолитовых доломитов. Для данного уровня типично широкое развитие трещин усыхания, пластинчатых сланцевых брекчий в подошвах песчаных пластов и ряда других "сверхмелководных" текстур. В самой верхней части формации Эллис преобладают серо- и красноцветные аргиллиты с прослоями плоскообломочных сланцевых брекчий, доларенитов и алевролитов. Типичные текстуры здесь – псевдоморфозы по галиту, трещины усыхания, русловые промоины. Ф. Кэмпбелл [Campbell, 1979] считает, что в разрезе формации Эллис можно видеть переход от отложений разветвленной речной системы через дельтовые фации к заливно-лагунным и приливно-отливным осадкам.

На Индостанском п-ве отложения разветвленных речных систем известны в составе формации Дандраул, принадлежащей серии Кеймур виндия [Bhattacharya, Morad, 1993]. В целом виндий представлен здесь почти 4500-метровой последовательностью неметаморфизованных терригенных отложений, объединяющих серии Семри, Кеймур, Рева и Бхандер. Формация Дандраул является самым верхним подразделением серии Кеймур. Мощность ее варьирует от 10 до более 200 м. Это преимущественно песчаниковая толща, содержащая параллельно- (верхний режим потока) и пологокосолистые (переходный режим) разности псаммитов, организованные в регрессивные огрубляющиеся вверх по разрезу циклы; изредка наблюдаются пакеты чередования сланцев и алевролитов. Характерные черты рассматриваемых образований, а именно – пологая наклонная субпараллельная слоистость, слоистость антидюнного типа, горизонтальная и образованная вследствие миграции мегаряби волнистая и косоволнистая слоистость, многочисленные уровни развития трещин усыхания и "драпирующих" их глинистых прослоев, а также текстуры пологих промоин и врезов предположительно указывают на формирование исходных осадков в разветвленных аллювиальных системах [Bhattacharya, Morad, 1993]. "Покровообразная" геометрия отложений формации Дандраул также позволяет предполагать, что ведущим фактором накопления осадков являлись обширные паводки.

**"Сверхмелководные" образования<sup>1</sup>.** Изучение разрезов рифея западного склона Южного Урала

<sup>1</sup> Под "сверхмелководными" образованиями здесь понимаются отложения прибрежной зоны бассейна – литоральные, суб- и супралиторальные, заливно-лагунные с признаками частого осушения, характеризующиеся многочисленными и разнообразными осадочными текстурами, указывающими на периодическое или частое осушение участков накопления осадков в зонах крайнего мелководья [Маслов, 1989].

и анализ литературных материалов по седиментационным последовательностям рифея мира показывает, что значительную роль среди них играют отложения с многочисленными текстурами-индикаторами периодического или частого осушения исходных осадков, объединяющие пестрый спектр осадков – песчаные и песчано-алевритоглинистые отложения открытого и полуизолированного, сильно изрезанного побережья и периодически осушавшихся заливов и лагун, а также прибрежно-континентальные отложения, тесно связанные с аллювиально-дельтовыми образованиями, осадки сублиторальных зон прибрежного мелководья [Маслов, 1991б]. Наиболее характерные текстурные особенности рассматриваемых отложений – разнообразные по форме и амплитуде знаки ряби волнения и, редко, течения с наложенными на них трещинами усыхания, волнистая и косоволнистая слоистость мигрирующей ряби, текстуры заполнения промоин, псевдоморфозы по галиту, мелко- и среднемасштабная косая слоистость, текстуры реактивации, линзовидно-косая и флазерная слоистость и другие. Характерной особенностью отложений является отсутствие каких-либо связанных с ними по вертикали или в латеральном направлении собственно континентальных или прибрежно-континентальных образований, что собственно и заставляет применять термин "сверхмелководные" вместо более уместного, исходя из комплекса первичных седиментационных текстур пород, термина "литоральные". Области накопления последних предполагают, как известно, тесную взаимосвязь с собственно континентальными зонами. Отсутствие в ассоциации с ними несомненно континентальных образований указывает на формирование исходных осадков в плоских, исключительно мелководных водоемах с непостоянными по положению в пространстве периодически пересыхавшими участками, отмелями, подводными банками и т.п. В подобных условиях небольшие по амплитуде колебания уровня воды могли вызывать значительные изменения положения тех или иных зон бассейнов.

В разрезах Башкирского мегантиклинория "сверхмелководные" терригенные отложения известны практически на всех уровнях рифея; наиболее широко распространены они среди средне-рифейских образований зигальгинской и зигазино-комаровской свит [Маслов, 1991а]. Мощность слагаемых ими интервалов разрезов (с учетом развития ряда сопутствующих фаций) достигает 200–400 м. Присутствуют они также и среди отложений каратауской серии, например, в средней части бедерьшинской подсерии зильмердакской свиты в центральных и западных районах мегантиклинория [Маслов, 1986, 1988а].

В настоящее время "сверхмелководные" образования известны практически из всех интерва-

лов верхнего докембрия. В разрезах рифея Енисейского кряжа "сверхмелководные" образования периодически осушавшихся зон бассейнов известны среди отложений сосновской, потоскуйской, погорюйской, шунтарской и токминской свит [Грибов, Гурвич, 1981; Рифейские отложения..., 1973; Семихатов, 1962; Хабаров, 1994].

На многих уровнях рифея в Учуро-Майском регионе также известны "сверхмелководные" отложения. Наиболее ярко они представлены в разрезах омахтинской свиты нижнего рифея [Семихатов, Серебряков, 1983; Вейс, Семихатов, 1989; Вейс, Петров, 1994], где наблюдаются небольшой мощности пакеты и пачки тонкого чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов с многочисленными текстурами периодического осушения исходных осадков (трещины усыхания, знаки ряби, разнонаправленная крупномасштабная косая слоистость, следы размывов небольшой амплитуды, линзы плоскообломочных карбонатных брекчий и т.п.), а также различные типы фитогенных карбонатных пород. Формирование терригеннокарбонатных отложений нижней и средней частей омахтинской свиты имело место в обстановках приливно-отливных равнин и пересыхавших мелководных лагун; верхние уровни свиты объединяют отложения верхней сублиторали и нижней части литорали [Вейс, Петров, 1994].

За пределами России "сверхмелководные" алюмосиликокластические отложения известны в составе свиты Телемак на юге Норвегии [Singh, 1969], где они представлены песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с мульдовидной и перекрестной плоскопараллельной косой слоистостью, многочисленными трещинами усыхания, знаками ряби, мелкой линзовидной и флазерной слоистостью.

Терригенные "сверхмелководные" отложения мощностью до 800 м известны также в верхней части формации Причард, представляющей базальные уровни надсерии Белт [Cressman, 1985]. Наиболее характерные текстуры пород данного подразделения – знаки ряби, трещины усыхания, пластинчатые брекчии сланцев, отпечатки капель дождя, интраформационные конгломераты, что предполагает их чрезвычайно мелководный генезис [Ross, 1963]. Другим примером образований подобного рода являются здесь пестроцветные аргиллиты, тонкозернистые песчаники и доломитистые аргиллиты формации Сноуслип [Hogodyski, 1983]. Почти по всему разрезу формации в породах можно видеть косую, волнистую и линзовидную слоистость, знаки ряби и флазерную слоистость, что предполагает частые флуктуации гидродинамического режима среды осадконакопления; широко распространены также трещины усыхания, плоскообломочные аргилли-

товые брекчии и другие текстуры-индикаторы субазальной экспозиции исходных осадков.

В Низких Гималаях к образованиям рассматриваемого типа принадлежат отложения средней и верхней частей верхнепротерозойско-нижнекембрийской осадочной последовательности. Типичные для данного уровня разреза карбонатные и аргиллито-карбонатные ассоциации формировались, по-видимому, в приливно-отливных условиях [Singh, Merajuddin, 1980; Valdiya, 1995]. В верхней части последовательности доминируют кварцевые песчаники (Кварциты Беринаг и Бавали в Куманских Гималаях, Кварциты Каламанд в Кашмире и др.), для которых характерны косая слоистость знаков ряби, троговая косая слоистость, текстуры заполнения русел и линзы валунного материала. В чередующихся с ними глинистых сланцах присутствуют знаки ряби и трещины усыхания [Valdiya, 1995]. Накопление данных толщ происходило в мелководных и "сверхмелководных" интер- и супратайдиальных зонах прибрежной платформы.

Широкое развитие имеют "сверхмелководные" алюмосиликокластические образования среди отложений серии Кеймур верхнего виндия в Виндийской впадине. Серия Кеймур (мощность до 1000–1500 м) представлена песчаниками (преобладают), глинистыми сланцами, аргиллитами и плитчатыми известняками. Широкое развитие в породах имеют различные знаки ряби, слоистость течений, трещины усыхания и другие текстуры мелководного и "сверхмелководного" генезиса [Sastry, Moistra, 1984].

"Сверхмелководные" карбонатные отложения объединяют известняки с горизонтальной, косой и косоволнистой, линзовидно-косой и флазерной слоистостью (калькарениты?), трещинами усыхания и значительной примесью терригенного материала пелитовой и, реже, алевролитовой размерности. Пачки карбонатов подобного облика известны в стратотипической местности рифея в ряде разрезов миньярской и авзянской свит. К этой же ассоциации здесь можно, вероятно, отнести известные на нижнесаткинском уровне нижнего рифея толщи среднеплитчатых доломитов с многочисленными, следующими друг за другом через 0.5–1.5 м по мощности прослоями синседиментационных плоскообломочных карбонатных брекчий. К данной ассоциации принадлежат, по-видимому, и доломиты с терригенной примесью из верхней части саткинской свиты, вскрытые на Саткинском рудном поле. Так же как и в случае терригенных "сверхмелководных" образований, зоны накопления описываемых отложений представляли собой, по всей видимости, сложную систему отмелей, банок, островов и окружавших их плоских и крайне мелководных депрессий.

Примеры “сверхмелководных” карбонатных и терригенно-карбонатных образований в интра- и перикратонных разрезах рифея достаточно многочисленны. Так, в Учуро-Майском регионе наиболее хорошо они выражены, по данным М.А. Семихатова и С.Н. Серебрякова [1983], А.Ф. Вейса и М.А. Семихатова [1989], в разрезах омахтинской свиты нижнего рифея, где представлены мелким ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов с многочисленными текстурами осушения и песчаных, онколитовых и строматолитовых доломитов. Для терригенных пород базальных частей ритмов характерны отпечатки кристаллов галита, трещины усыхания и знаки ряби; карбонатные породы средних частей ритмов характеризуются различными типами косой слоистости и широким развитием микроразрывов. Материалы А.Ф. Вейса и П.Ю. Петрова [1994] свидетельствуют, что формирование рассматриваемых образований имело место в широком спектре обстановок приливно-отливной равнины, в т.ч. мелководных пересыхавших заливах, лагунах, на супралиторали и т.п.

Сходный с описанными выше отложениями генезис имеют, по данным Р. Кампулайнена [Kumpulainen, 1980], терригенно-карбонатные образования формации Сторан, принадлежащие серии Тоссасфоллет позднерифейско-вендского возраста, вскрытой в южной части шведского пояса каледонид. Формация Сторан представлена доломитами с терригенной примесью, доломитистыми кварцевыми песчаниками, глинистыми доломитами и доломитистыми сланцами. Типичной особенностью доломитов являются текстуры “птичий глаз”, характерные для карбонатов приливно-отливного генезиса. Другая примечательная черта их – стяжения и конкреции кремнезема, которые также могут являться индикаторами эвапоритовой седиментации в “сверхмелководных”, частично изолированных обстановках побережья [Tucker, 1976; Siedlecka, 1976].

Ярким примером “сверхмелководных” терригенно-карбонатных последовательностей является разрез нижнего протерозоя–рифея в округе Минг-Томбс в Китае, где описано более 30 различных типов текстур мелководного генезиса [Taingui, Gao Jian, 1985]. Наиболее многочисленны они в пакетах и пачках чередования песчаников и алевролитистых аргиллитов, долостоунов и мергелей, где можно видеть линзовидную и флазерную слоистость, знаки ряби, трещины усыхания и синерезиса, интрикlastы, знаки заплеска волн и отпечатки капель дождя. В карбонатных породах присутствуют диагональная косая, флазерная и линзовидная слоистость, интерференционная рябь с двойными гребнями, трещины усыхания, поверхности и карманы размыва с интракластами, различные типы строматолитов. Общая мощность отложений, характеризующих

ся подобным комплексом текстур, составляет, по данным китайских геологов, около 4500 м.

Сублиторальные карбонатные комплексы, близкие по своим текстурным особенностям к “сверхмелководным” образованиям, описаны также в разрезах ряда формаций серии Гиллеспи Лейк надсерии Вернеке на севере Канадских Кордильер [Delaney, 1981]. Они представлены горизонтальнослоистыми алевролитистыми доломитами с прослоями доломитистых аргиллитов, в которых присутствуют интервалы с линзовидной, волнистой и флазерной слоистостью, различные типы плоскогалечниковых синседиментационных конгломератов и постройки строматолитов. На поверхностях напластования доломитов присутствуют знаки ряби различного типа.

У восточного побережья Канады, на северо-западе о-ва Баффинова Земля “сверхмелководные” терригенно-карбонатные образования слагают значительные по мощности интервалы разрезов формации Арктик Бей, входящей в состав серии Улуксан надсерии Байлот [Jackson, Iannelli, 1981; Jackson et al., 1985]. Формация Арктик Бей представлена темноокрашенными средне- и тонкокристаллическими глинистыми известняками и известковистыми доломитами. Формирование отложений данного уровня серии Улуксан имело место, по материалам, приведенным в работе [Jackson et al., 1985], преимущественно в смешанных интертайдиальных и мелководных субтайдиальных обстановках и на “илистых приливных равнинах”. Вышележащая монотонная циклично построенная последовательность темно-красных аргиллитов, глинистых сланцев и сероцветных песчаников и алевролитов формации Стреткона Саунд представляет собой отложения смешанных аллювиально-интертайдиальных равнин, субтайдиальных и супратайдиальных зон и карбонатных интертайдиальных платформ.

**Мелководно-морские отложения** наиболее широко распространены как в типовом разрезе рифея, так и в других интра- и перикратонных осадочных последовательностях позднего докембрия мира.

В Башкирском мегантиклинории они установлены практически на всех уровнях развития алюмосиликокластических осадков, за исключением основания каратауской серии и трех нижних подсвит айской свиты бурзяния. Данная ассоциация объединяет различные по гранулометрии песчаники (и алевролиты), пакеты и пачки чередования их с алевролитами и глинистыми сланцами, а также алевролито-глинистые последовательности с редкими прослоями песчаников и преимущественно пологоволнистым чередованием различных литологических типов пород. Наиболее ярким примером отложений данной ассоциации являются пачки и толщи (10–15 – 100 м) полого-

волнистого чередования мелкозернистых глауконито- и полевошпато-кварцевых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, имеющие широкое развитие на инзерском и укском уровнях верхнего рифея [Маслов, 1988а]. Отношение песчаники(+алевролиты)/аргиллиты варьирует здесь от 1 : 1–2 до 1 : 15–20. Благодаря устойчивости к выветриванию, песчаники и алевролиты хорошо выделяются среди относительно “мягких” сланцев и рельефно подчеркивают свойственную рассматриваемым отложениям слоистость двух порядков. Слоистость первого порядка выражена чередованием собственно алевролитов, песчаников и сланцев; мощность индивидуальных прослоев варьирует от 3–5 до более 15–25 см (редко). Слоистость второго порядка внутрислоевая. Алевролиты обладают массивной, неслоистой текстурой или обнаруживают присутствие тонкой субгоризонтальной слоистости. Для песчаников характерны мелкомасштабная косая, косо-волнистая или линзовидно-косая слоистость, знаки ряби волнения и течения, интерференционная рябь и др., а на нижних поверхностях напластования – механоглифы. При расколе по напластованию на поверхностях песчаников можно видеть текстуры первичной линейности течения, свидетельствующие о накоплении исходных осадков в условиях верхнего режима потока [Градзинский и др., 1980]. В ряде разрезов инзерской и укской свит среди пачек переслаивания данного типа присутствуют уплощенные линзы строматолитовых и микрофитолитовых известняков; аналогичные им образования известны и в составе авзянской свиты среднего рифея.

На севере Норвегии, в составе серии Хедмарк, прибрежные и мелководно-морские отложения наблюдаются в разрезах Кварцитов Атна, в формации Броттум и на ряде других уровней [Nystien, 1982]. Песчаники в чередовании с аргиллитами образуют в разрезах формации Броттум утоняющиеся и огрубляющиеся вверх по разрезу циклотемы. Формирование их происходило, соответственно, при прогрессивном погружении и обмелении бассейна. В Финмаркене среди верхнедокембрийских отложений описаны многочисленные пачки и толщи, являющиеся по совокупности признаков, мелководно-морскими образованиями, формирование которых было обусловлено взаимодействием “стабильного” и штормового режимов седиментации [Hobday, Reading, 1972].

Силикокластические последовательности нижней части серии Фарчайлд Лейк (базальное подразделение надсерии Вернеке) на севере Канадских Кордильер также представлены преимущественно мелководно-морскими образованиями [Delaney, 1981]: тонко- и среднеплитчатыми алевролитами, аргиллитами и тонкозернистыми песчаниками, среди которых в виде маломощных прослоев наблюдаются известняки с терригенной

примесью. Наиболее типичные для них текстуры – параллельная, пологоволнистая, линзовидная и косая слоистость, знаки ряби, слепки нагрузки и струй течения и т.п. Мощность их достигает более 3500 м.

Мелководно-морские последовательности слагают многие разрезы верхнего докембрия Австралии [Plumb, 1979a, 1979b, 1989; Southgate, 1986, 1989; Lindsay, 1987; Donnelly, Crick, 1988; Korsch, Lindsay, 1989; Jackson, Raiswell, 1991; Myers, 1993]. Так, в “геосинклинали Аделаида” верхние горизонты серии Барра представлены пачками и пачками чередующихся алевролитов, песчаников и карбонатных пород [Preiss, Forbes, 1981; Rowlands, 1973], рассматриваемыми как проградационные дельтовые отложения; это, вероятно, отложения, переходные между прибрежно- и мелководно-морскими. В мелководно-морских обстановках формировалась и большая часть отложений, подстилающих серию Барра – слоев Каланна, представленных тонкослоистыми песчаниками со знаками ряби и доломитистыми алевролитами с прослоями песчаников.

Карбонатные осадки мелководно-морского генезиса представлены в стратотипическом разрезе рифея двумя разновидностями. К первой относятся пестроцветные тонкослоистые глинистые известняки и мергели с тонкими прослоями вишнево-красных глинистых сланцев (катавский уровень верхнего рифея). Текстурные особенности пород указывают на преимущественно мелководные, в различной степени подвижные обстановки накопления осадков – наряду с горизонтальной наблюдается косо-волнистая и мелкая косая слоистость, прослой плоскообломочных карбонатных брекчий [Маслов, 1988а]. Формирование рассматриваемых отложений происходило в условиях относительно стабильного тектонического режима. Литолого-геохимические данные свидетельствуют о том, что отложения этого типа формировались в обстановках близкого к аридному климата и несколько опресненного бассейна [Крылов, 1979; Маслов, Гареев, 1988; Гареев, 1989]. По латерали и вертикали они взаимосвязаны, с одной стороны, с мелководно-морскими терригенными образованиями, а с другой – с морскими карбонатными осадками. Вторая разновидность мелководно-морских карбонатных отложений представлена серо- и зеленоцветными известняками и доломитами (в различных соотношениях) с терригенной примесью, прослоями глинистых сланцев и алевролитов (иногда песчаников) и пологоволнистой, косо-волнистой или, реже, пологой мелкомасштабной косой слоистостью. Иногда здесь можно видеть прослой и линзы фитогенных пород, а также плоскообломочные карбонатные брекчий. Указанные особенности предполагают формирование этих пород выше уровня действия штормового волнения в умерен-

но активных мелководных или прибрежных обстановках. В разрезах рифея стратотипической местности эти образования взаимосвязаны с карбонатными осадками умеренно глубоководных (открытых) зон бассейна и терригенными толщами переслаивания, имеющими мелководно-морской генезис (нижнесаткинский и малобакальский уровни  $R_1$ , ряд разрезов авзянской свиты  $R_2$ , а также миньярской свиты и подинзерских слоев  $R_3$ ).

В разрезах рифея других регионов к данному типу образований могут быть отнесены многие известные осадочные ассоциации. Так, например, известняково-доломитовая последовательность (до 1200 м мощностью) серии Элеонора Бей в центральной части Восточной Гренландии, датируемая верхним рифеем, представлена фитогенными (строматолитовыми, оолитовыми и пизолитовыми) известняками и доломитами, а также ассоциирующими с ними рудитами, аренитами и лютитами, среди которых присутствуют также пласты внутриформационных конгломератов значительной мощности – результат эрозии строматолитовых биогермов. В интервалах, где развиты оолитовые и пизолитовые разности карбонатных пород, можно видеть косую слоистость и гигантские знаки ряби, имеющие амплитуду до 10–20 см и длину до 1.5 м. Формирование всего этого сложно построенного подразделения имело место в основном в мелководных и прибрежно-морских, а также, реже, в приливных обстановках [Green et al., 1988].

Другим примером сложного сочетания в карбонатных разрезах собственно бассейновых (ниже базиса действия штормовых волн) и сублитеральных отложений является формация Баклундтоппен, разрезы которой вскрыты в береговых обнажениях и нуннатаках на Нью Фрисланд и Земле Олафа V архипелага Шпицберген. Она представлена примерно 600-метровой толщей известняков и доломитов с подчиненными прослоями алевролитов, глинистых сланцев и песчаников. В нижней части формации (в интервале 200–250 м от подошвы) преобладают оолитовые и пизолитовые известняки. Формирование всех этих образований имело место, по всей видимости, в чрезвычайно мелководных водоемах, для периферических частей которых были типичны сильные волнения. Более высокие уровни слагаются в основном массивными строматолитовыми доломитами и тесно связанными с ними плоскообломочными конгломератами, прослоями и микропачками микритовых и пизолитовых разностей [Knoll, Swett, 1990; Knoll et al., 1989].

Подстилающие формацию Баклундтоппен конгломераты Дракен, также формировались преимущественно в мелководно-морских обстановках. Мощность их оценивается в 180–300 м:

основную роль в разрезах данного подразделения играют хемогенные и фитогенные доломиты с подчиненными им прослоями песчаников и кремнистых плитняков (flags). Фитогенные доломиты представлены строматолитовыми, оолитовыми и пизолитовыми разностями; в ассоциации с ними присутствуют также внутрiformационные плоскогалечниковые конгломераты. Специфический тип пород в конгломератах Дракен – пластинчатые конгломераты, состоящие из фрагментов черных кремней и аргиллитов, погруженных в плохоотсортированный калькаренитовый матрикс. По данным Э. Нолла и К. Свитта [Knoll, 1982a, 1982b; Knoll, Swett, 1990], накопление рассматриваемых образований происходило в спокойных субтайдиальных (мелководно-морских) обстановках, возможно, в частично отшнурованных заливах или лагунах. Конгломератовые прослои фиксируют периодическое возникновение турбулентных штормовых волнений, способствовавших частичному размыву микробиальных матов.

В восточной части Шпицбергена, в разрезах формации Ханнберг, входящей в состав надсерии Мурчисонфьорден, можно видеть переход вверх по разрезу от нормально морских субтайдиальных образований (серые и темно-серые известняки и доломитистые известняки) к лагунным, интер- и супратайдиальным отложениям, представленным грубозернистыми обломочными известняками, строматолитовыми известняками в ассоциации с калькаренитами и плоскообломочными конгломератами, выполняющими промоины и ложбины между биогермами, а также волнистослоистыми доломитами с трещинами усыхания [Knoll, 1984].

**Умеренно глубоководные отложения** в разрезах стратотипа рифея представлены двумя разновидностями. К первой из них относятся тонкозернистые терригенные осадки – глинистые и алевроглинистые сланцы, аргиллиты, мелкозернистые алевролиты с тонкой горизонтальной, часто прерывистой, слоистостью или массивным обликом. В разрезах каратауской серии это преимущественно зелено- и сероцветные образования, известные на нугушском, бедерышинском и инзерском уровнях: тогда как для ниже- и среднерифейских отложений данной разновидности характерна более темная окраска, что обусловлено повышенным содержанием в них тонкодисперсной органики. Рассматриваемые отложения ассоциируют с пачками переслаивания песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, а также карбонатными хемогенными и фитогенными осадками. Ко второй разновидности принадлежат массивные бестектурные песчаники с бимодальной структурой из разрезов большеинзерской свиты нижнего рифея [Маслов, 1988б], формирование которых происходило предположительно за счет гравитационных потоков.



По периферии Сибирской платформы терригенные образования близкого генезиса можно видеть в Туруханском районе в разрезах безыменской, деревнинской, шорихинской и мироедихинской свит [Мирошников, 1968; Вейс, Петров, 1994; Вейс и др., 1998б], а в Юдомо-Майском прогибе – на нерюенском и усть-кирбинском уровнях [Семихатов, Серебряков, 1983].

В разрезах надсерии Белт к удаленным от берега и, вероятно, достаточно глубоководным образованиям относятся, по данным [Hogodyski, 1983, 1993], аргиллиты Аппи Куни. Мощность их достигает 700 м. Это преимущественно зеленоцветные тонкозернистые алевролиты, аргиллиты и песчаные аргиллиты с тонкими маломощными пропластками тонкозернистых песчаников. В их верхней части наблюдаются маломощные огрубляющиеся вверх по разрезу циклотемы. В этой части разреза описан ряд текстур мелководного и “сверхмелководного” генезиса, однако в основном такие текстуры отсутствуют, что позволяет рассматривать эти отложения как осадки, формировавшиеся вдали от берега и ниже базиса действия штормового волнения.

Специфическим типом умеренно глубоководных осадочных образований в разрезах перикратонных осадочных ассоциаций верхнего докембрия являются турбидиты и другие, тесно связанные с ними, типы гравитационных накоплений. Примеры их известны на севере Норвегии в разрезах формации Конгсфьорд (низы серии Баренц-Си) [Pickering, 1982, 1983], в составе базального подразделения надсерии Белт (формация Причард, максимальная мощность до 5500 м), которое практически полностью представлено глубоководными, преимущественно тонкозернистыми турбидитами и родственными им по генезису образованиями. Накопление отложений формации Причард происходило, вероятно, под действием крупной речной системы, при этом обстановки осадконакопления варьировали от интертайдиальных до нижнесклоновых (с глубинами до 1000 м), при преобладании последних [Cressman, 1989]. Типичными для рассматриваемого подразделения надсерии Белт являются пачка тонкого и очень тонкого чередования глинистых алевролитов и алевритистых аргиллитов.

Турбидитовые последовательности описаны и в позднедокембрийских отложениях Гималайской субпровинции на севере Индийского кратона [Valdiya, 1995]. Здесь, в Низких Гималаях в разрезах т.н. Сланцев Хазар, в толщах Рамбан (Рамсу), Сандернагар и ряде других литостратиграфических подразделений наблюдаются граувакково-сланцевые фации, сублитаренитовые-литаренит-сланцевые образования с субсинхронными им спилитами и туфами и редкие линзы строматолитовых известняков. Формирование вакково-слан-

цевых пакетов и пачек происходило, предположительно, в быстро погружающемся бассейне за счет сильных гравитационных потоков.

Морские карбонатные отложения объединяют известняки и доломиты, характеризующиеся преимущественно тонкой горизонтальной слоистостью или массивным обликом и почти полным отсутствием терригенной примеси. В разрезах рифея Башкирского мегантиклинория отложения рассматриваемого типа наблюдаются в каждой из трех слагающих его серий на саткинском, в верхней части авзянского, подинзерском и в верхней части миньярского уровней. Достаточно широко распространены они и в ряде других регионов [Вейс, Петров, 1994; Иванова и др., 1993; Маслов, Ишерская, 1998; Морозов и др., 1982; Петров, Вейс, 1995; Петров, Семихатов, 1997; Aitken, McMechan, 1992; Reddy, Jayawanth, 1989].

Приведенные материалы показывают существование среди интра- и перикратонных последовательностей рифея, по крайней мере, двух фациальных мегаассоциаций, которые могут быть названы шельфовой (с включением в нее в ряде случаев и континентальных осадков) и склоновой. В составе первой из них доминируют отложения, накапливавшиеся в пределах многоруслых аллювиальных, аллювиально-дельтовых и прибрежно-континентальных равнин, литоральных, перилиторальных и мелководно-морских зон бассейнов (выше уровня постоянного волнения). Они характеризуются широким развитием различных типов косой (в т.ч. би- и полимодальной), перекрестной, фестончатой, линзовидной и линзовидно-волнистой, волнистой, косо- и пологоволнистой, флазерной, клиновидной и мульдоловидной, горизонтальной и субгоризонтальной, конволютной и градационной (внутри косых слоев). Часто встречаются здесь также знаки ряби волнения и течения, трещины усыхания, микроразмывы и борозды размыва, псевдоморфозы по галиту и сульфатным минералам, гиероглифы различных типов, текстуры нагрузки, слепки струй течения, отпечатки капель дождя, пластинчатые сланцевые брекции в подошвах песчаных пластов, врезанные русла и текстуры обезвоживания. В принадлежащих данной мегаассоциации карбонатных толщах можно видеть строматолитовые постройки разных типов, имеющие различные взаимоотношения с вмещающими их породами, прослои и линзы синседиментационных брекций, трещины усыхания и синерезиса, псевдоморфозы кремнезема по галиту (?), а также различные типы слоистости (в т.ч. перекрестной в оолитовых разностях, косоволнистой, мигрирующей ряби и др.) и т.д.

Преобладание или широкое развитие в разрезах верхнего докембрия отложений первой мегаассоциации послужило основанием для вывода о

преимущественном развитии в докембрии мелководных озероподобных бассейнов осадконакопления [Тимофеев, Холодов, 1984а, 1984б; Тимофеев и др., 1983]. Существуют и иные точки зрения на эту проблему. Так, наличие в ряде осадочных последовательностей рифея турбидитов и непосредственные расчеты палеоглубин накопления отложений верхней части надсерии Уиндермер в горах Маккензи на северо-западе Канады, дают значения до 1–1.5 км [Gabrielse, Campbell, 1991; Narbonne, Aitken, 1995]. При отсутствии данных о положении западного борта Уиндермерского бассейна и очевидном сходстве строения разрезов надсерии Уиндермер с разрезами рифтогенных континентальных окраин атлантического типа это предполагает существование, по крайней мере в конце рифея–начале венда, достаточно глубоководных обстановок осадконакопления.

**Вторая** мегаассоциация объединяет в основном гравитационные отложения (классические турбидиты, отложения обломочных и флюидизированных потоков, обвально-оползневые и другие подобные им образования, формирование которых происходило в пределах подводного склона), со всеми присущими им текстурами.

Принимая во внимание материалы по некоторым другим осадочным бассейнам рифея (в т.ч. Австралии) не нашедшие отражения в настоящей статье, с достаточной долей уверенности можно считать, что указанные выше мегаассоциации определяют современный облик большинства интра- и перикратонных седиментационных последовательностей рифея. Вертикальная и латеральная “организация” фациальных ассоциаций, наряду с мощностью отложений, является, одним из важнейших параметров, позволяющих провести сопоставление и типизацию осадочных последовательностей и на этой основе выполнить реконструкцию истории формирования седиментационных бассейнов континентального блока.

Такая реконструкция пространственных соотношений крупных фациальных ассоциаций, способствовавшая более наглядному восстановлению общих и частных черт эволюции бассейнов, выполнена в последние годы для седиментационных бассейнов раннего, среднего и позднего рифея, существовавших в области сочленения Восточно-Европейской платформы и западной мегазоны Южного Урала [Маслов, 1997]. Она показала, что для каждого из них характерна своя организация фациальных ассоциаций, подчеркивающая неповторимую последовательность седиментации рифея было характерно преобладание умеренно глубоководных, обогащенных в той или иной мере тонкодисперсным органическим материалом, тонкозернистых терригенных толщ, формиро-

вавшихся в условиях ограниченной циркуляции вод и преимущественно сублиторальных карбонатных последовательностей. Для среднего рифея были типичны мощные силикокластические последовательности “сверхмелководного” типа, тогда как в позднем рифее на первом этапе наблюдается отчетливо выраженная трансгрессивная последовательность фациальных ассоциаций, сменяющаяся позднее циркуляцией или близким к нему чередованием сублиторальных и “сверхмелководных” терригенных и карбонатных толщ.

Сходным образом анализ условий формирования и “архитектуры” осадочного выполнения сохранившихся в настоящее время фрагментов седиментационных бассейнов рифея на севере Кольского п-ова и в Феннмаркене [Митрофанов и др., 1997; Siedlecka et al., 1995], Тимано-Печорской области [Гецен, 1991; Оловянишников, 1997; Olovyanishnikov et al., 1997], Предъенисейском перикратоне [Сурков, Гришин, 1997 и др.] и прилегающих к нему регионах и ряде других областей распространения верхнедокембрийских осадочных образований, позволяет глубже понять особенности бассейнов осадконакопления позднего докембрия и, в итоге, прийти к принципиально новым представлениям. Так, для таких крупных областей рифейского осадконакопления, как Белт-Перселл, Вернейке, Маккензи Маунтс, Уиндермерской и Гималайской детали седиментогенеско соотношений крупных фациальных ассоциаций позволили установить смену глубоководных, частично или полностью контролировавшихся синседиментационной тектоникой, обстановок начальных этапов развития мелководно-морскими и континентальными аллювиальными и аллювиально-дельтовыми комплексами, платформенными карбонатами и “сверхмелководными” терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными образованиями, что предполагает и соответствующие эволюцию и трансформацию бассейнов седиментации.

Из сказанного выше вытекает необходимость расширения специализированных седиментологических исследований осадочных последовательностей рифея на территории России, что несомненно будет способствовать получению существенно новой информации о характере эволюции интра- и перикратонных седиментационных бассейнов позднего докембрия и особенно в их осадочное выполнение. Это может иметь важное значение для оценки перспективности поисков в них полезных ископаемых, в т.ч. и углеводородного сырья – проблемы уже не ближайшего будущего, а реально стоящей перед нами сегодня [Гришин и др., 1989; Владимирова и др.,

1997; Сурков, Гришин, 1997; Конторович и др., 1996].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 00-05-64497).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Акимова Г.Н.* Литологические особенности и условия образования отложений зильмердакской свиты докембрия западного склона Южного Урала / Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1966. 20 с.

*Акимова Г.Н.* Косая слоистость в породах зильмердакской свиты на Южном Урале // *Материалы по стратиграфии и тектонике Урала.* Л.: ВСЕГЕИ, 1967. С. 36–65.

*Анатольева А.И.* Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1972. 348 с.

*Беляков Л.П.* Тектурные особенности терригенных отложений синийского комплекса северо-западного склона Анабарской антеклизы // *Ученые записки НИИГА. Серия региональной геологии.* 1966. Вып. 9. С. 95–111.

*Вейс А.Ф., Петров П.Ю.* Главные особенности фациально-экологического распределения микрофоссилий в рифейских бассейнах Сибири // *Стратиграфия. Геол. корреляция.* 1994. Т. 2. № 5. С. 97–129.

*Вейс А.Ф., Семихатов М.А.* Нижнерифейская омахтинская ассоциация микрофоссилий восточной Сибири: состав и условия формирования // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1989. № 5. С. 36–54.

*Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г.* Возрастные преобразования фациально-экологической структуры докембрийских биот и стратиграфия рифея // *Геология и геофизика.* 1998а. Т. 39. № 1. С. 85–96.

*Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г.* Мироедихинская микробиота верхнего рифея Сибири. Сообщение 1. Состав и фациально-экологическое распределение органостенных микрофоссилий // *Стратиграфия. Геол. корреляция.* 1998б. Т. 6. № 5. С. 15–37.

*Владимирова Т.В., Капустин И.Н., Федоров Д.Л.* Перспектива поисков нефти и газа в центральных районах Русской равнины // *Отечеств. геология.* 1997. № 11. С. 11–15.

*Гареев Э.З.* Условия формирования зильмердакских отложений по геохимическим данным на примере стратотипического разреза по р. Малый Инзер (Южный Урал) // *Геохимия осадочных формаций Урала.* Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 29–36.

*Гареев Э.З.* Геохимия осадочных пород стратотипического разреза рифея / Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ, 1989. 24 с.

*Гецен В.Г.* Геодинамическая реконструкция развития северо-востока Европейской части СССР для позднепротерозойского этапа // *Геотектоника.* 1991. № 5. С. 26–31.

*Градзинский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р.* Седиментология. М.: Недра, 1980. 640 с.

*Граувакки* / Под ред. Шутова В.Д. М.: Наука, 1972. 345 с.

*Грибов Е.М., Гурвич В.М.* Марганценозные терригенно-карбонатные формации Енисейского кряжа // *Карбонатное осадконакопление в докембрии.* М.: Наука, 1981. С. 172–178.

*Гришин М.П., Конторович А.Э., Ларичев А.И. и др.* Рифейские осадочные бассейны Восточно-Сибирской провинции и их нефтегазосность // *Осадочные бассейны и их нефтегазосность.* Докл. сов. геологов на XXVIII сессии МГК (Вашингтон, июль 1989). М.: Наука, 1989. С. 5–12.

*Докембрийская геология СССР.* Л.: Наука, 1988. 440 с.

*Иванова Т.В., Андреев Ю.В., Масагутов Р.Х. и др.* К истории тектонического развития востока Русской плиты на рифейском этапе // *Верхний докембрий южного Урала и востока Русской плиты.* Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1993. С. 85–94.

*Казанский Ю.П.* Введение в теорию осадконакопления. Новосибирск: Наука, 1983. 221 с.

*Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления (со снятыми фанерозойскими отложениями).* Масштаб 1 : 2 500 000. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 172 с.

*Конторович А.Э., Трофимук А.А., Башарин А.К. и др.* Глобальные закономерности нефтегазосности докембрия Земли // *Геология и геофизика.* 1996. Т. 37. № 8. С. 6–42.

*Крупенин М.Т.* Условия формирования сидеритонной бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 256 с.

*Крылов Н.С.* Литолого-геохимические особенности докембрийских фитогенных и хемогенных карбонатных пород // *Палеонтология докембрия и раннего кембрия.* Л.: Наука, 1979. С. 99–103.

*Маслов А.В.* Литолого-фациальные особенности верхнерифейских отложений Южного Урала. Сообщение 1. Условия образования терригенных комплексов бирьянской подсвиты зильмердакской свиты // *Литология и полез. ископаемые.* 1985. № 6. С. 110–121.

*Маслов А.В.* Литолого-фациальные особенности верхнерифейских отложений Южного Урала. Сообщение 2. Фации и палеогеография времени накопления терригенно-карбонатных комплексов верхней части зильмердакской свиты // *Литология и полез. ископаемые.* 1986. № 3. С. 116–124.

*Маслов А.В.* Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988а. 133 с.

*Маслов А.В.* Условия образования терригенных отложений большеинзерской свиты нижнего рифея (Южный Урал) // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1988б. Т. 63. Вып. 6. С. 80–84.

*Маслов А.В.* "Сверхмелководные" осадочные комплексы в разрезах рифея Южного Урала // *Литология и полез. ископаемые.* 1989. № 2. С. 28–42.

- Маслов А.В.* Рифейские аркозовые комплексы Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 4. С. 29–42.
- Маслов А.В.* Опорные разрезы и условия образования зигазино-комаровской влиты среднего рифея Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991а. № 9. С. 97–110.
- Маслов А.В.* Осадочные комплексы в разрезах рифея Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 1991б. № 4. С. 66–82.
- Маслов А.В.* Рифейские бассейны седиментации западного склона Южного Урала (фации, основные черты развития). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1993. 339 с. (Рукопись депонирована в ВИНТИ, № 565-В93).
- Маслов А.В.* Седиментационные бассейны рифея западного склона Южного Урала (фации, литолого-фациальные комплексы, палеогеография, особенности эволюции) / Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. 44 с.
- Маслов А.В., Гареев Э.З.* Литолого-геохимические особенности верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория на Южном Урале // Советская геология. 1988. № 2. С. 57–66.
- Маслов А.В., Ишерская М.В.* Осадочные ассоциации рифея Волго-Уральской области (условия формирования и литофациальная зональность). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 286 с.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупнин М.Т., Демчук И.Г.* Тонкая алюмосиликокластника в верхнедокембрийском разрезе Башкирского мегантиклинория (к реконструкции условий формирования). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. 324 с.
- Мирошников А.Е.* Осадочные формации верхнего докембрия Туруханского района // Тр. СНИИГиМС. 1968. Вып. 60. С. 26–34.
- Митрофанов Ф.П., Негруца В.З., Чикирев И.В.* История разлития Кольского региона в позднем докембрии // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 207–212.
- Морозов С.Г., Иванова Т.В., Андреев Ю.В.* Некоторые особенности условий осадконакопления рифейских отложений востока Русской плиты и Башкирского антиклинория (по материалам параметрического сверхглубокого бурения) // История геологического и геоморфологического развития Урала. Уфа: БФАН СССР, 1982. С. 56–63.
- Оловянишников В.Г.* Террейновая модель формирования северо-востока Европейской платформы в позднем докембрии // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 217–223.
- Орлова М.Т.* Акцессорные минералы древних немых толщ западного склона Южного Урала // Геология и полезные ископаемые Урала. Л.: ВСЕГЕИ, 1960. С. 31–43.
- Петров П.Ю.* Строение и обстановки осадконакопления безыменской свиты рифея Туруханского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 5. С. 20–32.
- Петров П.Ю., Вейс А.Ф.* Фациально-экологическая структура деревнинской микробиоты: верхний рифей Туруханского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 5. С. 13–41.
- Петров П.Ю., Семихатов М.А.* Строение и условия формирования трансгрессивного верхнерифейского комплекса: мироедихинская свита Туруханского поднятия Сибири // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 1. С. 14–35.
- Петров П.Ю., Семихатов М.А.* Верхнерифейский строматолитовый рифовый комплекс: свита буровой Туруханского района Сибири // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 6. С. 604–628.
- Петров П.Ю., Семихатов М.А., Сергеев В.Н.* Развитие рифейской карбонатной платформы и распределение на ней окремненных микрофоссилий (сухотунгусикская свита Туруханского поднятия Сибири) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 79–99.
- Рифейские отложения Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений. Новосибирск: Наука, 1973. 208 с.
- Семихатов М.А.* Рифей и нижний кембрий Енисейского края. М.: Наука, 1962. 242 с.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н.* Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Сочава А.В.* Красноцветные формации докембрия и фанерозоя. Л.: Наука, 1979. 207 с.
- Сочава А.В.* Сравнительный анализ докембрийских и фанерозойских терригенных красноцветных формаций (на примере протерозоя Балтийского и Алданского щитов и мезозоя Средней и Центральной Азии) / Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. 31 с.
- Стратиграфия СССР. Т. 2. Верхний докембрий. М.: Недра, 1963. 716 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Под ред. Келлера Б.М., Чумакова Н.М. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Сурков В.С., Гришин М.П.* Строение рифейских осадочных бассейнов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 11. С. 1712–1715.
- Тимофеев П.П., Холодов В.Н.* Бассейны седиментации и условия осадкообразования в истории Земли // Литология (осадочные породы). Доклады на 27-ой сессии МГК. Секция С. 04. Т. 4. М.: Наука, 1984а. С. 99–111.
- Тимофеев П.П., Холодов В.Н.* Эволюция бассейнов седиментации в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984б. № 7. С. 10–34.
- Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Хворова И.В.* Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 5. С. 3–23.
- Хабаров Е.М.* Формации и эволюция рифейской седиментации восточных зон Енисейского края // Геология и геофизика. 1994. № 10. С. 44–54.

- Aitken J.D.* Uppermost Proterozoic formations in central Mackenzie mountains, Northwest Territories // *Geol. Surv. Canada. Bull.* 1989. № 368. 26 p.
- Aitken J.D., McMechan M.E.* Middle Proterozoic assemblages // Eds Gabrielse H., Yorath C.J. *Geology of the Cordilleran Orogen in Canada* // *The Geology of North America.* 1992. V. G-2. P. 99–124.
- Banks N.L., Hobday D.K., Reading H.Y. et al.* Stratigraphy of the Late Precambrian "Older Sandstone Series" of the Varangerfiord area, Finnmark // *Norg. geol. unders.* 1974. № 303. P. 1–15.
- Baragar W.R.A., Donaldson J.A.* Coppermine and Dismal Lakes map-areas // *Geol. Surv. Canada.* 1973. Paper 71–39. 20 p.
- Bhattacharyya A.B., Morad S.* Proterozoic braided ephemeral fluvial deposits: an example from the Dhandraul Sandstone Formation of the Kaimur Group, Son Valley, central India // *Sedimentary Geology.* 1993. V. 84. P. 101–114.
- Cressaman E.R.* Reconnaissance stratigraphy of the Prichard Formation (Middle Proterozoic) and the early development of the Belt Basin, Washington, Idaho, and Montana // *U.S. Geol. Surv.* 1989. Prof. Paper. № 1490. 80 p.
- Chanda S.K., Bhattacharyya A.* Ripple-drift cross-lamination in tidal deposits: examples from the Precambrian Bhandar formation of Maihar, Satna District, Madhya Pradesh, India // *GSA Bulletin.* 1974. V. 85. № 7. P. 1117–1122.
- Campbell F.H.A.* Stratigraphy and sedimentation in the Helikian Elu Basin and Hiukitak Platform, Bathurst Inlet-Melville Sound, Northwest Territories // *Geol. Surv. Canada.* 1979. Paper 79–8. 18 p.
- Cheadle B.A.* Alluvial-playa sedimentation in the lower Keweenawan Sibley Group, Thunder Bay District, Ontario // *Can. J. Earth Sci.* 1985. V. 23. № 4. P. 527–542.
- Chandler F.W.* Geology of the Late Precambrian Fury and Hecla Groups, Northwest Baffin Island, District of Franklin // *Geol. Surv. Canada* 1988. Bull. № 351. 30 p.
- Cressmann E.R.* The Prichard Formation of the lower part of the Belt Supergroup (Middle Proterozoic), near Plains, Sanders County, Montana // *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1985. № 1553. 64 p.
- Delaney G.D.* The Mid-Proterozoic Wernecke Supergroup, Wernecke Mountains, Yukon Territory / Ed. Campbell F.Y.A. *Proterozoic basins of Canada* // *Geol. Surv. Canada.* 1981. Paper 81–10. P. 1–23.
- Donnelly T.H., Crick I.H.* Depositional environment of the Middle Proterozoic Velkerri Formation in northern Australia: geochemical evidence // *Precambrian Research.* 1988. V. 42. № 1–2. P. 165–172.
- Eisbacher G.H.* Sedimentary tectonics and glacial record in the Windermere Supergroup, Mackenzie Mountains, Northwestern Canada // *Geol. Surv. Canada.* 1981. Paper 80–27. 40 p.
- Fahrig W.F.* The geology of the Athabasca Formation // *Geol. Surv. Canada. Bull.* 1961. № 68. 41 p.
- Frisch T., Christie R.L.* Stratigraphy of the Proterozoic Thule Group, southeastern Ellesmere island, Arctic Archipelago // *Geol. Surv. Canada.* 1982. Paper 81–19. 13 p.
- Gabrielse H., Campbell R.B.* Upper Proterozoic assemblages, Chapter 6 / Eds. Gabrielse H., Yorath C.J. *Geology of the Cordilleran Orogen in Canada* // *Geol. Surv. Canada.* 1991. Spec. Paper. № 4. P. 125–150.
- Ghosh S.K.* Palaeoenvironmental analysis of the Late Proterozoic Nagthat formation, NW Kumaun Lesser Himalayas, India // *Sedimentary Geology.* 1991. V. 71. № 1/2. P. 33–45.
- Green J.W., Knoll A.H., Swett K.* Microfossils from oolites and pisolites of the Upper Proterozoic Eleonore Bay Group, Central East Greenland // *J. Paleontology.* 1988. V. 62. № 6. P. 835–852.
- Hobday D.K., Reading H.G.* Fair weather versus storm processes in shallow marine sand bar sequences in Late Precambrian of Finnmark, North Norway // *J. Sed. Petrol.* 1972. V. 42. № 2. P. 318–324.
- Horodyski R.G.* Sedimentary geology and stromatolites of the Middle Proterozoic Belt Supergroup, Glacier National Park, Montana // *Precambrian Research.* 1983. V. 20. P. 391–425.
- Horodyski R.J.* Paleontology of Proterozoic shales and mudstones: examples from the Belt Supergroup, Chuar Group and Pahrump Group, western USA // *Precambrian Research.* 1993. V. 61. P. 241–278.
- Jackson G.D., Iannelli T.R.* Rift-related cyclic sedimentation in the Neohelikian Borden basin, Northern Baffin Island / Ed. Campbell F.H.A. *Proterozoic basins in Canada* // *Geol. Soc. Canada.* 1981. Spec. Paper 81–10. P. 269–302.
- Jackson G.D., Iannelli T.R., Knight R.D. et al.* Neohelikian Bylot Supergroup of Borden Fift Basin, northwestern Baffin Island, District of Franklin // *Geol. Surv. Canada.* 1985. Spec. Paper 85–1A. P. 639–649.
- Jackson M.J., Raiswell R.* Sedimentology and carbon-sulphur geochemistry of the Velkerri Formation, a mid-Proterozoic potential source in northern Australia // *Precambrian Research.* 1991. V. 54. № 1. P. 81–108.
- Kerans C., Ross G.M., Donaldson G.A. et al.* Tectonism and depositional history of the Helikian Hornby Bay and Dismal Lakes Groups, District of Mackenzie / Ed. Campbell F.H.A. *Proterozoic basins of Canada* // *Geol. Surv. Canada.* 1981. Spec. Paper 81–10. P. 157–182.
- Knoll A.H.* Microfossil-based biostratigraphy of the Precambrian Hecla Hoek sequence, Nordaustlandet, Svalbard // *Geol. Mag.* 1982a. V. 119. № 3. P. 269–279.
- Knoll A.H.* Microfossils from the Late Precambrian Draken Conglomerate, Ny Frisland, Svalbard // *J. Paleontology.* 1982b. № 3. P. 755–790.
- Knoll A.H.* Microbiotas of the late Precambrian Hunnberg Formation, Nordaustlandet, Svalbard // *J. Paleontology.* 1984. V. 58. № 1. P. 131–162.
- Knoll A.H., Swett K.* Carbonate deposition during the Late Proterozoic Era: an example from Spitsbergen // *Am. J. Sci.* 1990. V. 290-A. P. 104–132.
- Knoll A.H., Swett K., Burkhardt E.* Paleoenvironmental distribution of microfossils and stromatolites in the Upper Proterozoic Backlundtoppen Formation, Spitsbergen // *J. Paleontology.* 1989. V. 63. № 2. P. 129–145.
- Korsch R.J., Lindsay J.F.* Relationships between deformation and basin evolution in the intracratonic Amadeus Basin.

- central Australia // *Tectonophysics*. 1989. V. 158. № 1/4. P. 5–22.
- Kumpulainen R.* Upper Proterozoic stratigraphy and depositional environments of the Tossasfallet Group, Sarv napple, southern Swedish Caledonides // *Geol. for und Stocholm*. 1980. V. 102. Pt. 4. P. 531–550.
- Lindsay J.F.* Sequence stratigraphy and depositional controls in Late Proterozoic – Early Cambrian sediments of Amedeus Basin, Central Australia // *AAPG Bulletin*. 1987. V. 71. № 11. P. 1387–1403.
- McGowen Y.H., Garner L.F.* Physiographic features and stratification types of coarse-grained point bars: modern and ancient examples // *Sedimentology*. 1970. V. 14. P. 77–111.
- McKelvey G.E.* Depositional environment of Middle Carbonate units of Belt Supergroup, Montana and Idaho // *AAPG Bulletin*. 1968. V. 52. № 5. P. 858–864.
- Myers J.S.* Precambrian history of the west Australian craton and adjacent orogens // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1993. V. 21. P. 453–485.
- Narbonne G.M., Aitken J.D.* Neoproterozoic of the Mackenzie Mountains, northwestern Canada // *Precambrian Research*. 1995. V. 73. P. 101–121.
- Nystien Y.P.* Late Proterozoic Basin Evolution on the Baltoscandian Craton: The Hedmark Group, Southern Norway // *Norges geol. Unders.* 1982. V. 357. P. 1–74.
- Olovyanishnikov V.G., Siedlecka A., Roberts D.* Aspects of the geology of the Timans, Russia, and linkages with Varanger Peninsula, NE Norway // *NGU Bull.* 1997. № 433. P. 28–29.
- Pickering K.T.* A Precambrian upper basin slope and prodelta in northeast Finnmark, North Norway – a possible ancient upper continental slope // *J. Sed. Petrol.* 1982. V. 52. P. 171–186.
- Pickering K.T.* Transitional submarine fan deposits from the late Precambrian Kongs-fjord Formation submarine fan, NE Finnmark, N. Norway // *Sedimentology*. 1983. V. 30. P. 181–199.
- Plumb K.A.* Structure and tectonic style of the Precambrian shields and platforms of Northern Australia // *Tectonophysics*. 1979a. V. 58. P. 291–325.
- Plumb K.A.* The tectonic evolution of Australia // *Earth Sci. Rev.* 1979b. V. 14. № 3. P. 205–249.
- Plumb K.A.* Basin models and modern analogues from Mid-Proterozoic Covers of North Australian Craton // 28th Int. Geol. Cong. Abs. 1989. P. 2-617–2-618.
- Preiss W.V., Forbes B.G.* Stratigraphy, correlation and sedimentary history of Adelaidean (Late Proterozoic) basins in Australia // *Precambrian Research*. 1981. V. 15. № 3/4. P. 255–304.
- Proterozoic basins of Canada / Ed. Campbell F.H.A. // *Geol. Surv. Canada*. 1981. Spec. Paper 81–10. P. 1–23.
- Reddy P.H., Jayawanth B.J.* Transgressive Barrier island model: example from Middle Proterozoic sequence in Pakhal Basin, India // 28-th Int. Geol. Cong. Abstr. 1989. P. 2-682–2-683.
- Ross C.P.* The Belt Series in Montana // *U.S. Geol. Surv.* 1963. Prof. Paper. № 346. 122 p.
- Ross G.M.* Proterozoic aeolian quartz arenites from the Hornby Bay Group, North-west Territories, Canada: Implication for Precambrian aeolian processes // *Precambrian Research*. 1983. V. 20. № 2–4. P. 149–160.
- Rowlands N.J.* the Adelaidean System of south Australia: a review of its sedimentation, tectonics and copper occurrences // *Belt Symposium, Idaho Bur. Mines and Geology, Moscow*. 1973. V. 1. P. 80–112.
- Sastry M.V.A., Moitra A.K.* Vindhyan stratigraphy – a review // *Geol. Surv. of India*. 1984. *Memories*. V. 116. Pt. II. P. 109–148.
- Selley R.S.* Diagnostic characteristics of fluvial sediments of the Torridonian Formation (Precambrian) of Northwest Scotland // *J. Sed. Petrology*. 1965. V. 35. P. 366–380.
- Siedlecka A.* Silicified Precambrian evaporite nodules from Northern Norway: a preliminary report // *Sedimentary Geology*. 1976. V. 16. № 3. P. 161–175.
- Siedlecka A.* Development of the Upper Proterozoic sedimentary basins of the Varanger peninsula, East Finnmark, North Norway // *Geol. Surv. Finl. Bull.* 1985. № 331. P. 175–185.
- Siedlecka A.* Neoproterozoic sedimentation on the Rubachi and Sredni Peninsulas and Kildin island, NW Kola, Russia // *NGU Bulletin*. 1995. № 427. P. 52–55.
- 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.
- Siedlecka A., Negrutsa V.Z., Pickering K.* Upper Proterozoic turbidite system of Rybachi peninsula, northern Russia – a possible stratigraphic counterpart of the Kongsfjord Submarine Fan of the Varanger Peninsula, northern Norway // *Nor. geol. unders.* 1995. *Spec. Publ.* № 7. P. 201–216.
- Singh I.B.* Primary sedimentary structures in Precambrian quartzites of Telemark, Southern Norway and their environmental significance // *Norsk geol. Tidsskr.* 1969. V. 49. № 1. P. 1–51.
- Singh I.B., Merajuddin.* Some sedimentological observations of the Chhaosa Formation (Simla Slate) in the Simla Hills // *Him. Geol.* 1980. V. 8. № 2. P. 683–700.
- Smith S.A., Hiscott R.N.* Latest Precambrian to Early Cambrian basin evolution, Fortune Bay, Newfoundland, fault-bounded basin to platform // *Can. J. Earth Sci.* 1984. V. 21. № 12. P. 1379–1392.
- Southgate P.N.* Depositional environment and mechanism of preservation of microfossils, Upper Proterozoic Bitter Springs Formation, Australia // *Geology*. 1986. V. 14. № 8. P. 683–686.
- Southgate P.N.* Relationships between cyclicity and stromatolite form in the Late Proterozoic Bitter Springs Formation, Australia // *Sedimentology*. 1989. V. 36. P. 323–339.
- Stewart A.D.* Late Proterozoic rifting in the NW Scotland: The genesis of the “Torridonian” // *J. Geol. Soc.* 1982. V. 139. P. 413–420.
- Stewart W.D.* Late Proterozoic to early Tertiary stratigraphy of Somerset Island and Northern Boothia Peninsula, District of Franklin, N.W.T. // *Geol. Surv. Canada*. 1987. *Spec. Paper* 83–26. 78 p.

*Tianrui S., Gao Jian.* Tidal sedimentary structures from Upper Precambrian rocks of the Ming Tombs district, Beijing (Peking), China // *Precambrian Research*. 1985. V. 29. № 1-3. P. 97-107.

*Tucker M.E.* Replaced evaporites from the Late Precambrian of Finnmark, Arctic Norway // *Sedimentary Geology*. 1976. № 3. P. 193-204.

*Valdiya K.S.* Proterozoic sedimentation and Pan-African geodynamic development in the Himalaya // *Precambrian Research*. 1995. V. 74. P. 35-55.

*Williams G.A.* Torridonian weathering and its bearing on Torridonian paleoclimate source // *Scot. J. Geol.* 1968. V. 4. Pt. 2. P. 164-184.

*Williams G.A.* Characteristics and origin of the Precambrian pediment // *J. Geology*. 1969. V. 77. № 2. P. 183-207.

*Winston D.* The Precambrian Missoula Group of Montana as a braided stream and seamargin deposits // *Belt symposium. Idaho Bur. Mines and Geology. Moscow*. 1973. V. 1. P. 208-220.

*Winston D.* Sedimentology of the Ravalli Group, Middle Belt carbonate, and Missoula Group, Middle Proterozoic Belt Supergroup, Montana, Idaho and Washington / Ed. Roberts H. // *Belt Supergroup, a guide to Proterozoic rocks of Western Montana and adjacent areas: Montana Bur. Mines and Geology*. 1986. Spec. Publ. № 94. P. 69-84.

*Whipple J.W., Connor J.J., Raup O.B. et al.* Preliminary report on the stratigraphy of the Belt Supergroup, Glacier National Park and adjacent Whitefish Range, Montana / Eds McBane J.D., Garrison P.B. // *Northwestern Montana and adjacent Canada. Montana Geol. Soc. Guidebook Field Conf. and Symp.* 1984. P. 33-50.