

УДК 551.435.3:551.72(268.46)

СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВЕНДСКОГО КОМПЛЕКСА В ЮГО-ВОСТОЧНОМ БЕЛОМОРЬЕ

© 2003 г. Д. В. Гражданкин

Палеонтологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 10.03.2002 г.

По результатам изучения глинисто-песчаных отложений вендского комплекса, обнаженных вдоль восточного склона Балтийского щита (Юго-Восточное Беломорье) и вскрытых новыми скважинами, пересмотрена схема расчленения и корреляции разрезов. На основе выявленной цикличности строения толщи вендский комплекс предлагается разделить на лямницкую, верховскую, зимнегорскую и ергинскую свиты. Описаны основные литотипы отложений, слагающих эти стратоны, рассмотрены их фациальные соотношения и условия образования. Предполагается, что вендский комплекс сформировался в прибрежных обстановках открытого морского бассейна в результате проградации дельты в юго-западном направлении.

Ключевые слова. Венд, стратиграфия, обстановки осадконакопления, Юго-Восточное Беломорье.

Юго-Восточное Беломорье является наиболее информативным местонахождением остатков ископаемой биоты эдиакарского типа, что в первую очередь выражено высоким таксономическим разнообразием биоты и превосходной степенью сохранности остатков (Федонкин, 1981, 1985; Иванцов, 1999, 2001; Grazhdankin, 2000). Вмещающие эти остатки отложения вендского комплекса сложены однообразной песчано-глинистой толщей, которая обнажена в относительно небольших и изолированных обнажениях, не покрывающих всю последовательность, и разными исследователями расчленяется по-разному. Вместе с тем приходится признать, что эти отложения не описаны с той степенью детальности, которая позволяет реконструировать условия и обстановки осадконакопления толщи и анализировать стратиграфическое распределение и фациальную приуроченность ископаемых остатков в разрезах. В результате, недостаток данных об обстановках обитания и условиях захоронения организмов сильно затрудняет поиск новых местонахождений.

Вендский комплекс Юго-Восточного Беломорья достигает мощности 550 м, залегая почти горизонтально (угол падения слоев в среднем не превышает 0.2°) на породах кристаллического фундамента платформы и верхнерифейских образованиях, выполняющих грабены и глубокие прогибы в фундаменте (Станковский и др., 1972, 1981; Якобсон и др., 1991). Отложения вендского комплекса обнажаются вдоль восточного края Балтийского щита в долинах рек, пролегающих через Онежскую гряду (Лямца, Пурнема), западную часть Двинского уступа (Нижма, Агма, Сюзьма, Верховка, Солза, Кинжуга) и западную

часть Беломорско-Кулойского уступа (Торожма, Золотица), а также в обрывах Онежского, Летнего и Зимнего берегов Белого моря. На северо-востоке, востоке и юго-востоке вендские отложения погружаются на значительную глубину под палеозойские отложения Мезенской синеклизы.

В предлагаемой статье описывается строение вендских отложений Юго-Восточного Беломорья, пересматривается схема расчленения и корреляции разрезов этого региона и впервые дается интерпретация условий осадконакопления. Материалом для исследований послужило последнее описание разрезов в более чем 150 обнажениях на Онежском п-ове и Кулойском плато, а также изучение четырех скважин, пробуренных на Онежском п-ове Сюзьминской партией АО "Архгеодобыча" в период с 1993 по 1996 годы, и переизучение разрезов опорных скважин по материалам отчетов Э.А. Кальберг, А.И. Лебединцева и А.Ф. Станковского.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Отложения Юго-Восточного Беломорья, ныне относимые к вендскому комплексу, были всеобщими изучены Э.А. Кальберг в довоенные годы. В 1936–37 годы Э.А. Кальберг открыла в этих отложениях остатки организмов, которые были определены как отпечатки растений и червей (отчет Э.А. Кальберг и Г.И. Ершовой, 1940 г.). В то время вмещающая эти остатки песчано-глинистая толща, обнаженная в долинах рек и обрывах берегов Белого моря, относилась к верхнему девону (Зеккель, 1939; Кальберг, 1940). В 1947–49 годы Северное геологическое управление пробу-

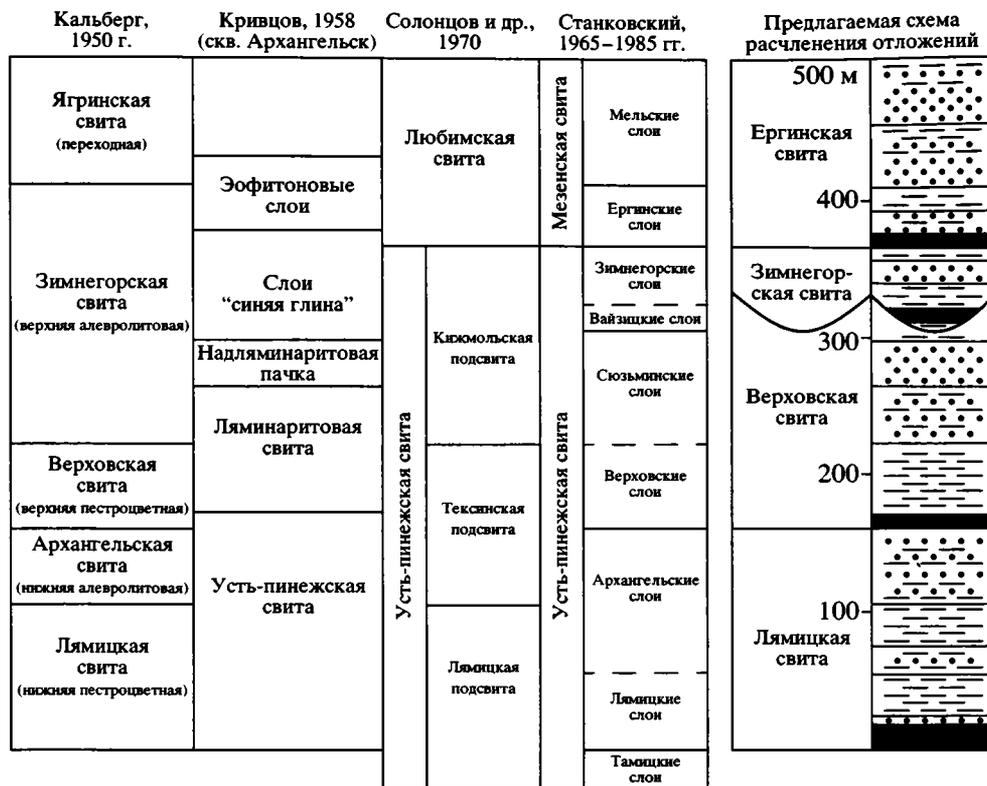


Рис. 1. Сопоставление стратиграфических схем расчленения вендских отложений Юго-Восточного Беломорья. Усл. обозначения см. на рис. 2.

рило скв. Ненокса, Архангельск и Усть-Пинега, которые впервые в этом регионе вскрыли разрез осадочного чехла до кристаллического фундамента. Э.А. Кальберг в 1950 г., сопоставив материалы по этим скважинам со своими полевыми наблюдениями, предложила расчленить толщу по преобладающей окраске и петрографическому составу на ляминскую, архангельскую, верховскую, зимнегорскую и ягринскую свиты (рис. 1).

Данные глубокого бурения на Восточно-Европейской платформе в послевоенные годы позволили пересмотреть взгляды на возраст древнейших образований осадочного чехла и выделить в северо-западных и западных районах платформы вендский комплекс, отвечающий завершающему этапу докембрия, и перекрывающий его балтийский, который был отнесен к нижнему кембрию (Соколов, 1952). В связи с этим, в 1950-х годах были переизучены древнейшие отложения в Юго-Восточном Беломорье и обнаружены остатки органостенных трубок, похожих на *Sabellidites cambriensis* Yanichevsky из отложений нижнего кембрия (Иголкина, 1956, 1959; Зоричева, 1963). В результате толщи, которые содержали эти остатки, были отнесены к балтийской серии, а отложения, в которых остатки не обнаружены – к протерозою и выделены А.И. Кривцовым (1958) в усть-

пинейскую свиту со стратотипом в скв. Архангельск (инт. 535.75–353.60 м) (рис. 1). Позже выяснилось, что остатки сабеллидитоподобных трубок в целом характерны для верхнепротерозойских отложений и поэтому не могут служить критерием расчленения и корреляции (Станковский и др., 1985; Гниловская, 1996; Гниловская и др., 2000).

В 1962 г. на Межведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы в составе верхнего протерозоя было окончательно принято выделять вендский комплекс как особое надрифейское стратиграфическое подразделение. К тому времени Н.С. Иголкина (1959) выявила циклический характер строения толщи, обнаженной в Юго-Восточном Беломорье, что позволило сопоставить эти отложения с вендским комплексом стратотипической местности и с редкинской свитой Московской синеклизы (Аксенов, Иголкина, 1969; Аксенов, Волкова, 1969). Сопоставление было проведено на основании циклического анализа, исходя из представлений о прогрессивном строении циклитов, с использованием маркирующих горизонтов вулканических пеллов и с учетом распределения органостенных микрофоссилий. Л.Ф. Солонцов и Е.М. Аксенов пред-

ложили коррелировать вендский комплекс Юго-Восточного Беломорья с усть-пинежской и любимской свитами центральных и северных районов платформы (Солонцов, Аксенов, 1970; Солонцов и др., 1970; Аксенов и др., 1978). Усть-пинежскую свиту было предложено принять в том объеме, который А.И. Кривцов установил в скв. Усть-Пинега (инт. 804–520 м) (рис. 1).

Результаты геологической съемки, проведенной в Юго-Восточном Беломорье в 1965–85 годы под руководством А.Ф. Станковского, показали, что вендский комплекс отличается здесь по литолого-фациальным признакам от последовательности отложений центральных районов платформы. В частности, отложения, которые Л.Ф. Солонцов и Е.М. Аксенов отнесли к усть-пинежской свите, в Юго-Восточном Беломорье несогласно перекрываются толщей, сложенной чередованием красновато-коричневых алевропесчаников и фиолетово-коричневых глин и не похожи на зеленоцветную любимскую свиту. Благодаря хорошей обнаженности и густоте скважин А.Ф. Станковский установил, что циклиты усть-пинежской свиты имеют не прогрессивное, как считали Л.Ф. Солонцов и Е.М. Аксенов, а регрессивное строение (Станковский и др., 1981, 1985). В соответствии с полученными результатами, усть-пинежская свита была расчленена на слои, названия которых частично заимствованы у Э.А. Кальберг (рис. 1).

В 1983 г. на расширенном заседании бюро МСК в г. Сыктывкаре была утверждена схема стратиграфии докембрийских отложений Юго-Восточного Беломорья, согласно которой вендский комплекс расчленяется на усть-пинежскую, мезенскую и падунскую свиты (Дедеев, Келлер, 1986). Однако в схеме не были учтены результаты исследований А.Ф. Станковского, которые до сих пор широко используются в печати и на практике. Усть-пинежская свита предложена в понимании Л.Ф. Солонцова и Е.М. Аксенова. Мезенская свита выделена без указания стратотипа. К вендскому комплексу также отнесена падунская свита (стратотип не указан), возраст которой не установлен.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ

Вендские отложения сложены глинистыми, алевритовыми и песчаными породами. В основе наблюдаемой литологической пестроты, многослойности и разнообразия характера переслаивания устанавливается сравнительно небольшое число литотипов. Под литотипом отложений понимается естественный тип пород (слой) с устойчивым сочетанием признаков, отражающих время, способ и условия формирования этих отложений. Кроме описанных ниже литотипов, в строении разрезов участвуют конгломераты и гра-

велиты, туфогенные породы, а также карбонатные, сульфатные и железосодержащие породы, представленные разнообразными конкрециями.

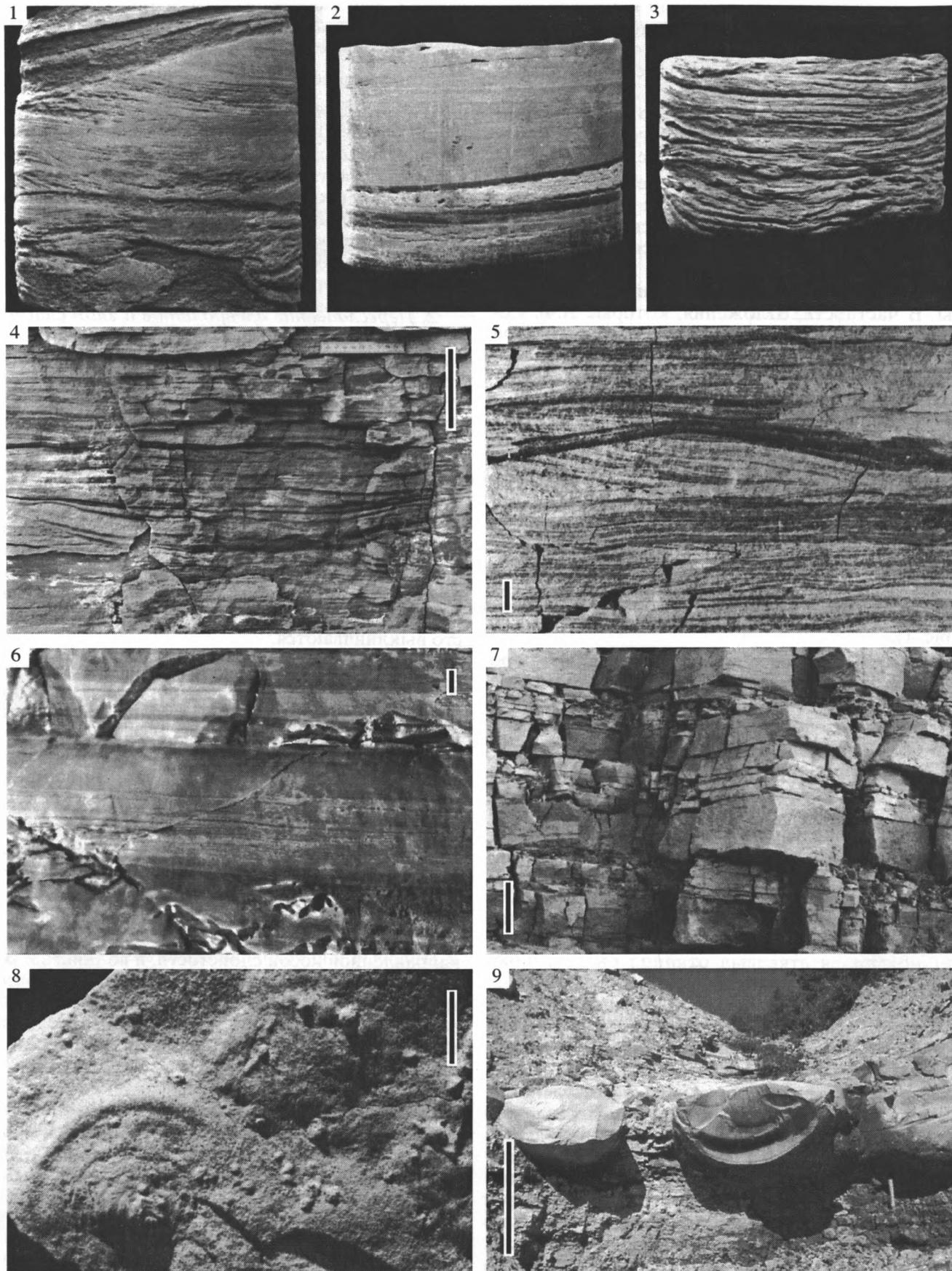
Всего выделено 8 литологических типов:

1. *Тонкослоистые глины* слагают пласты и пачки (до 20 м). Слоистость подчеркнута тонкими, иногда в одно зерно, прослоями алевритового материала, а также тончайшими коричневыми пленками сапропеллеподобного вещества и тонкими прослоями вулканических пеплов (табл. I, фиг. 2). Мощность пепловых прослоев различная, от 1–2 мм до 10 см; в интервале глин мощностью 1 м может содержаться 4–6 пепловых прослоев.

2. *Переслаивание алевролитов и глин* слагает относительно выдержанные интервалы мощностью от нескольких сантиметров до 4–5 м. Мощность прослоев алевролитов и глин в среднем составляет 2–3 мм (табл. I, фиг. 3). Прослой алевролита имеют резкую подошву и тонкую градиционную слоистость. Нередко наблюдается тонкая косая слоистость (табл. I, фиг. 5). Мощности прослоев алевролитов и глин в переслаивании могут быть в среднем одинаковыми, либо наблюдается преобладание одного из компонентов (тонкослоистые алевролиты; табл. I, фиг. 6), либо появляется третий компонент – прослой песчаников (5–10 мм), которые резко преобладают над глинами (1–2 мм), имеют волнистую кровлю и часто выклиниваются.

3. *Песчаники мелкозернистые с тонкой горизонтальной слоистостью* образуют прослой (5–20 см) и пласты (до 0.5 м) в толще переслаивания алевролитов и глин (табл. I, фиг. 7). На подошве прослоев наблюдаются разнообразные слепки следов волочения и размыва, простирающиеся вдоль одного направления, а также текстуры нагрузки и скопления мелкой глиняной гальки.

4. *Песчаники мелкозернистые с косоволнистой слоистостью* широко распространены в отложениях вендского комплекса и слагают слои мощностью 5–20 см. Общим свойством их является притчатость, связанная с проявлением разнонаправленной косой слоистости, и волнистый рельеф кровли (табл. I, фиг. 1). Слоистость образована глинистыми прослойками мощностью от долей миллиметра (примазки на плоскостях наслоения) до первых десятков миллиметров, когда они переходят уже в глинистые породы. На подошве наблюдаются разнонаправленные слепки царапин и следы размыва, а также знаки танца (swing marks) – своеобразные слепки дуговидных царапин и борозд, которые образовались в результате колебательных движений, совершаемых в турбулентном потоке объектами (например, водорослями), один конец которых закорен в иле (табл. I, фиг. 8). Знаки танца имеют форму широкой дуги, либо бимодальное строение.



5. *Изолированные слепки промоин (gutter casts)* представляют собой песчаные тела вытянутой формы с эрозионной подошвой, выполненные мелкозернистым тонкослоистым песчаником и образовавшиеся в результате заполнения песчаным материалом широких промоин на илистом дне (табл. II, фиг. 1). Слепки достигают мощности 0.3–0.4 м и могут иметь ширину до 1 м. Длина неизвестна, однако неоднократно наблюдалось крутое выклинивание слепков. Образование слепков сопровождалось эрозией и разжижением толщи переслаивания алевролитов и глин, в которой они залегают (на это указывают эрозионный контакт и складки деформации во вмещающих отложениях). Следовательно, промоины формировались на еще неуплотненном илистом дне, а чтобы сохраниться в виде слепков, они должны были быстро заполниться песком из взвеси в процессе эрозии. Об этом, в частности, свидетельствуют крутые и “подмытые” борта промоин.

6. *Песчаники мелкозернистые с бугорчатой слоистостью (hummocky stratification)* образуют прослой (7–10 см) с эрозионной гладкой подошвой в толще переслаивания алевролитов и глин (табл. II, фиг. 2). Прослой состоит из нескольких ундулирующих серий, каждая из которых образует низкоамплитудные (до 6 см) бугры с длиной волны до 1 м, причем бугры имеют эрозионное происхождение, так как нередко наблюдается срезание в различных направлениях слоистости в подстилающей серии.

7. *Песчаники мелко-среднезернистые с ровной слоистостью* слагают пласты (0.1–0.5 м) и пачки (до 10 м), выдержанные на протяжении нескольких километров (табл. II, фиг. 3). Песчаники характеризуются ровной притчатостью, которая обусловлена ровной, либо полого ундулирующей слоистостью. Подошва пластов гладкая, на поверхностях напластования наблюдается линейность течения.

8. *Песчаники средне-крупнозернистые с многоэтажной косой слоистостью* слагают линзовидные пласты мощностью 2–4 м с эрозионной подошвой, которые представляют собой слепки каналов и русел. Слепки каналов достигают 10 м в ширину. В основании слепков залегает пакет (до

30 см) ровнослоистых песчаников с разнообразными текстурами размыва на подошве (табл. II, фиг. 5), за ним следуют пакеты (10–15 см) песчаников с однонаправленной многоэтажной косой слоистостью. Толщина косых серий составляет несколько сантиметров. Слепки русел имеют более крупные размеры, однако точную ширину и форму слепков установить не удалось. В отличие от слепков каналов, слепки русел характеризуются крупными мультобразными границами косых серий в поперечном сечении и волнистыми серийными швами в продольном сечении. При этом, толщина косых серий достигает 0.6 м (табл. II, фиг. 6). В слепках каналов и русел к границам косых серий приурочены скопления плоской глиняной гальки.

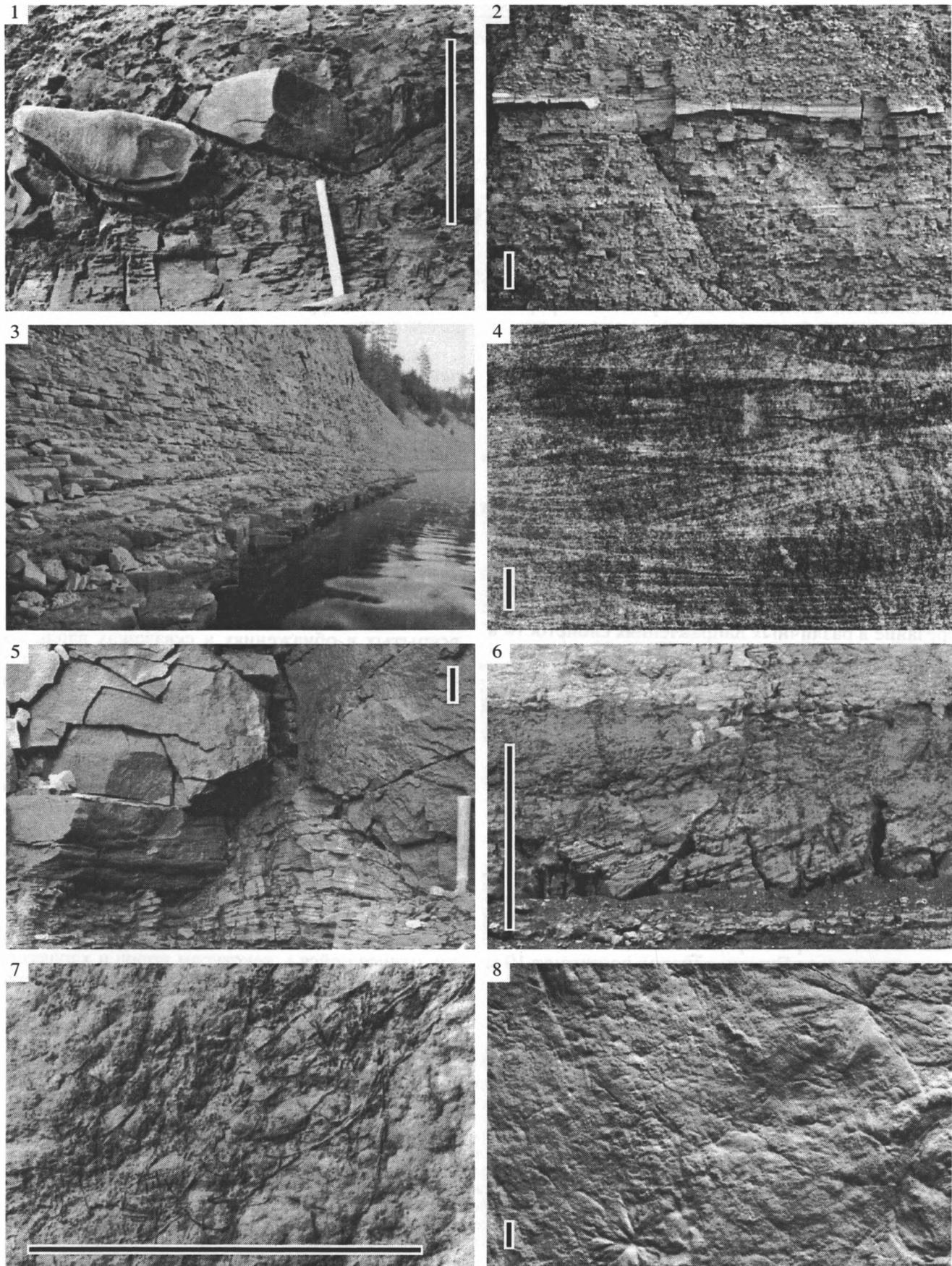
Кроме слепков каналов и русел, косослоистые песчаники выполняют маломощные пласты (0.1–0.5 м), выдержанные по простиранию на расстоянии нескольких километров (табл. II, фиг. 4). Выклинивание пластов по латерали не наблюдалось, тем не менее не исключается возможность, что пласты представляют собой частичные заполнения широких (несколько километров в поперечнике) русел.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ

Изучение отложений осадочного чехла, вскрытых в обнажениях и скважинах вдоль восточного склона Балтийского щита, позволило существенно уточнить строение вендского комплекса. Во всех разрезах вендский комплекс распадается на крупные пачки и толщи, различающиеся по содержанию песчанистого материала, а иногда и по окраске. Эти толщи надежно прослеживаются лишь в пределах фациальных зон, однако наиболее выдержаны не сами толщи, а закономерности их чередования и образующиеся в результате этого парагенезы литотипов, или циклиты. Поэтому в данной статье расчленение и корреляция provedены на основе цикличности строения толщи (рис. 4). Цикличность вендских отложений разнообразна по масштабу: помимо микроцикличности, относящейся к текстурам пород и характеризующей отдельные литотипы (например, тонкое

Фототаблица I. Основные литотипы отложений вендского комплекса Юго-Восточного Беломорья.

1 – прослой песчаников с косоволнистой слоистостью; лямецкая свита; скв. С18 (инт. 179.0–182.0 м) (диаметр керна 52 мм); 2 – глины тонкослоистые с прослоем вулканических пеплов (светлый прослой); лямецкая свита; скв. С17 (инт. 300.0–305.4 м) (диаметр керна 52 мм); 3 – переслаивание алевролитов и глин; лямецкая свита; скв. С11 (инт. 121.0–126.0 м) (диаметр керна 52 мм); 4 – следы размыва в толще переслаивания алевролитов и глин; верховская свита; Зимние Горы (длина линейки 0.1 м); 5 – прослой алевролитов с косой слоистостью в толще переслаивания алевролитов и глин; верховская свита; Зимние Горы (длина линейки 10 мм); 6 – алевролиты тонкослоистые; зимнегорская свита; Зимние Горы (длина линейки 10 мм); 7 – плитчатый характер напластования, обусловленный чередованием тонкослоистых песчаников и интервалов переслаивания алевролитов и глин; верховская свита; нижнее течение р. Сюзьмы (длина линейки 0.1 м); 8 – знаки танца на подошве песчаника; зимнегорская свита; Зимние Горы (длина линейки 10 мм); 9 – изолированные тела, образовавшиеся в результате сингенетических деформаций пласта тонкослоистых песчаников; ергинская свита; Зимние Горы (длина линейки 1 м).



переслаивание алевролитов и глин), выделяются мелкие, средние и крупные циклиты (рис. 4).

Литологическое строение вендских отложений в Юго-Восточном Беломорье оказалось более сложным и фашиально изменчивым, чем предполагалось ранее. Например, мощная толща песчаников, завершающая разрезы Онежского п-ова (рис. 2), ошибочно принималась за начало прогрессивного циклита и коррелировалась с мезенской (в данной статье – ергинской) свитой (Аксенов, 1985; Станковский и др., 1985). Проведенные исследования (Гражданкин, Бронников, 1997) показали, что эта толща, в отличие от прогрессивно построенных циклитов ергинской свиты, имеет регрессивное строение и завершает осадочный циклит. Результаты бурения на Онежском п-ове также позволили пересмотреть представления о возрасте косослоистых гравелитов, которые Л.Ф. Солонцов с соавторами (1970) принимали за начало прогрессивного циклита усть-пинежской свиты, а А.Ф. Станковский с соавторами (1985) помещали в основание свиты (тамицкие слои), исходя из предположений об их ингрессивной природе (рис. 1). При сопоставлении новых скважин выяснилось, что гравелиты приурочены к борту Онежского грабена, образуют проградационные клинья в толще песчаников, выполняющих этот грабен, и выклиниваются по направлению к его осевой зоне (рис. 3). Вмещающие песчаники по текстурным признакам похожи на подстилающие верхнерифейские отложения. На основании генетической природы и структурного положения гравелиты отнесены к верхнерифейским отложениям.

Из соображений приоритета и стабильности стратиграфической номенклатуры для Юго-Восточного Беломорья предлагается восстановить названия свит, которые выделялись Э.А. Кальберг в отчетах, при этом уточнив объем свит с учетом новых данных (рис. 1). На основе усть-пинежской свиты предлагается установить лямичскую, верховскую и зимнегорскую свиты, каждая из которых, с одной стороны, отличается выдержанной литолого-фашиальной характеристикой, а с другой стороны, обладает структурным един-

ством. Названия свит предложены Э.А. Кальберг в результате изучения разрезов скв. Ненокса и Архангельск, а также известных к тому времени обнажений, однако не были опубликованы (отчет Э.А. Кальберг и Г.К. Фрумкиной, 1950 г.). Эти названия были использованы А.Ф. Станковским при расчленении усть-пинежской свиты на слои и в настоящее время широко используются в печати и на практике (рис. 1). Название “мезенская” предлагается заменить на “ергинская” в связи с тем, что у термина “мезенская свита” имеется омоним. Мезенская свита была выделена в 1969 г. в верхнепермских отложениях Мезенской синеклизы на основе мезенского горизонта, который был установлен в 1940 г. А.А. Малаховым (Молин и др., 1986).

Возраст падуноской свиты не определен (Сиверцева, Станковский, 1982), поэтому в составе вендского комплекса свита не рассматривается. Не исключена вероятность того, что в состав падуноской свиты включены породы кембрийского возраста, которые установлены в этом регионе по материалам скважин (Popov, Gorjansky, 1994). В данной статье верхняя граница вендского комплекса принимается по подошве мощной (2,5 м) пачки равнослоистых песчаников серо-коричневого цвета с конгломератами в основании, обнаженной в среднем течении р. Золотицы, в разрезе ур. Мяндово, и соответствует нижней границе золотицких слоев падуноской свиты (Станковский и др., 1985).

Лямичская свита установлена Э.А. Кальберг в береговых обрывах вблизи дер. Лямцы и в инт. 533.9–435.9 м разреза скв. Архангельск (рис. 2). Толща вышележащих песчаных отложений выделялась Э.А. Кальберг в архангельскую свиту (скв. Архангельск, инт. 435.9–372.5 м), которая вместе с лямичской свитой образует регрессивно построенный макроциклит. Предлагается установить лямичскую свиту в новом понимании, в объеме ранее выделявшихся лямичской и архангельской свит, в соответствии с новыми данными о циклическом строении отложений. Лямичская свита, в новом понимании, включает лямичские и архангельские слои схемы А.Ф. Станковского (рис. 1).

Фототаблица II. Основные литотипы отложений вендского комплекса Юго-Восточного Беломорья.

1 – изолированные слепки промоин на границе раздела зимнегорской и ергинской свит; Зимние Горы (длина линейки 1 м); 2 – прослой бугорчатослоистых песчаников в толще переслаивания алевролитов и глин; верховская свита; Летний берег Белого моря (длина линейки 0.1 м); 3 – мощная пачка, сложенная равнослоистыми песчаниками; верховская свита; нижнее течение р. Солзы (видимая высота обнажения 15 м); 4 – многоэтажная косая слоистость; зимнегорская свита; Зимние Горы (длина линейки 10 мм); 5 – нижняя граница слепка канала, демонстрирующая два “русла”, выполненные равнослоистыми песчаниками; ергинская свита; Зимние Горы (длина линейки 0.1 м); 6 – продольное сечение слепка русла, выполненного в нижней части косослоистыми песчаниками, переходящими в равнослоистые вверх по разрезу; ергинская свита; среднее течение р. Золотицы (длина линейки 1 м); 7 – пиритизированные остатки нитчатых водорослей на шагреновой подошве тонкослоистых песчаников; ергинская свита; Зимние Горы (длина линейки 10 мм); 8 – шагреновая текстура со следами деформации на подошве прослоя алевролита из толщи переслаивания алевролитов и глин; верховская свита; Зимние Горы (длина линейки 10 мм).

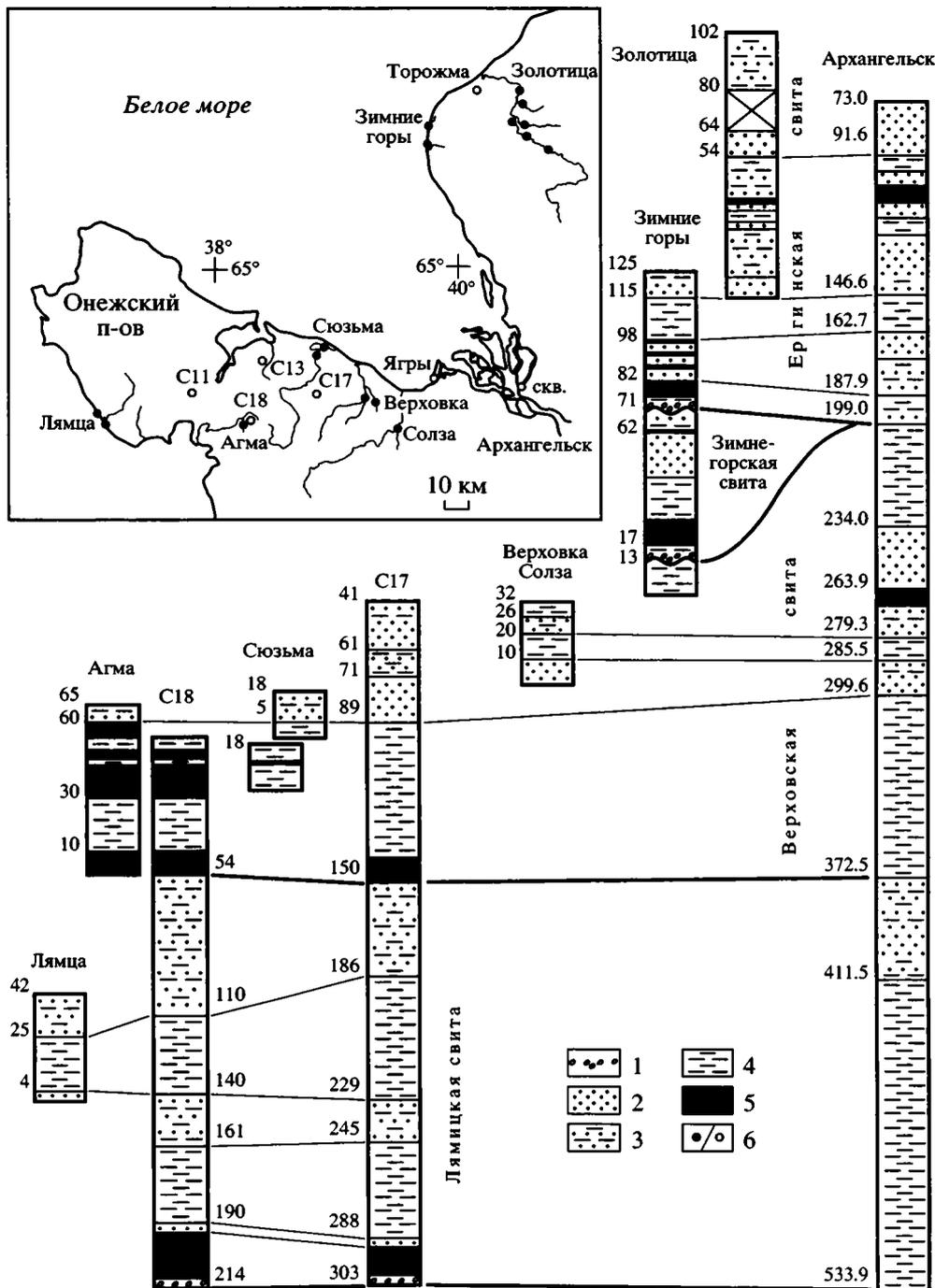


Рис. 2. Расположение, строение и корреляция изученных разрезов отложений вендского комплекса в Юго-Восточном Беломорье. Разрез скв. Архангельск составлен по отчету А.И. Лебединцева (1951 г.).

1 – гравелиты; 2 – песчаники; 3 – переслаивание песчаников, алевролитов и глин; 4 – переслаивание алевролитов и глин; 5 – глины; 6 – обнажение/скважина.

Разрез в береговом обрыве в устье р. Лямцы предлагается сохранить в качестве стратотипа, положение которого в общей последовательности отложений устанавливается благодаря скв. Лямца, пробуренной вблизи обнажения в конце 50-х годов и достигшей подошвы свиты на глуби-

не 77.4 м (Зоричева, 1963) (рис. 3). За гипостратотип свиты можно принять инт. 214–54 м в разрезе скв. С18, пробуренной в правом борту долины р. Агмы (Сюзьминская партия, 1996 г.). Мощность свиты относительно выдержана и в типовом разрезе составляет 160 м (рис. 2).

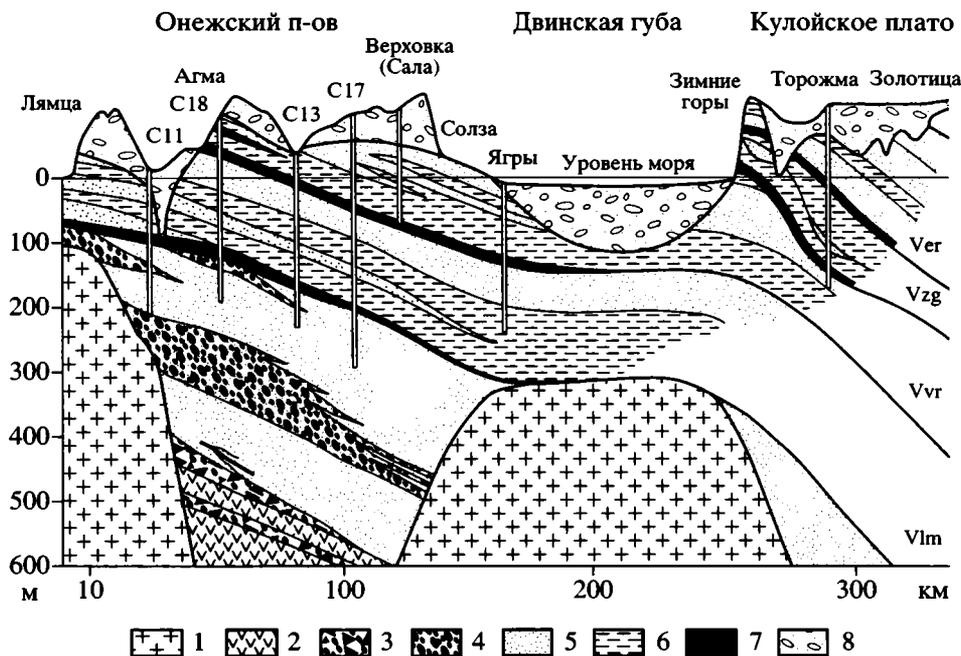


Рис. 3. Предполагаемое строение вендского комплекса и подстилающих отложений в Юго-Восточном Беломорье. Разрезы скв. Ягры и Сала составлены по отчету Э.А. Кальберг (1937), скв. Лямца – по описанию А.И. Зоричевой (1963), скв. Торожма – по отчету А.Ф. Станковского с соавторами (1985 г.). Свиты: Vlm – лямницкая, Vvr – верховская, Vzг – зимнегорская, Ver – ергинская. Расположение разрезов см. на рис. 2.

1 – кристаллический фундамент; 2 – базальт; 3 – вулканическая брекчия; 4 – гравелиты; 5 – переслаивание песчаников, алевролитов и глин; 6 – переслаивание алевролитов и глин; 7 – глины; 8 – четвертичные отложения.

Нижняя граница свиты устанавливается по подошве пакета гравелитов с градационной слоистостью, который в свою очередь относительно быстро переходит в пачку (12–18 м) тонкослоистых глин пятнистой, коричневой и серой окраски с прослоями вулканических пеплов (табл. I, фиг. 2). В северо-восточном направлении (скв. Архангельск) глины фациально замещаются пятнистой толщей переслаивания алевролитов и глин с преобладанием глинистой компоненты (отчет А.И. Лебединцева, 1951 г.) (рис. 2). Стратотип нижней границы свиты предлагается установить в скв. 18 (рис. 2) на глубине 214 м в подошве маломощного (0,4 м) пакета гравелитов светло-серой окраски.

Свита сложена пятнистой толщей тонкого ритмичного переслаивания алевролитов и глин (табл. I, фиг. 3), однообразное строение которого прерывается проградационными клиньями с прослоями (20–140 мм) сероцветных песчаников с косоволнистой слоистостью (табл. I, фиг. 1). Пространственное размещение клиньев удалось реконструировать в результате послыйного сопоставления разрезов скважин (рис. 2 и 3). Эта особенность строения позволяет расчленить свиту на три пачки, разрез каждой из которых представляет собой мезоциклит, причем наблюдается увеличение мощности мезоциклитов вверх по разрезу свиты (24, 50 и 86 м в разрезе скв. С18; рис. 2). Проградационные клинья тяготеют к

склону щита, а по мере удаления от него циклическое строение свиты становится слабо выраженным (рис. 3). Каждый мезоциклит имеет регрессивное строение, что выражается в увеличении количества и толщины прослоев песчаников вверх по разрезу. Относительная мощность отложений, приходящихся на долю песчаников, в каждом последующем мезоциклите возрастает (рис. 2).

Тонкое переслаивание алевролитов и глин содержит фитолеймы вендотениевых водорослей, органотенные остатки *Beltanelloides sorichevae Sokolov* и морщинистые трубки, напоминающие *Sabellidites*. На эрозионных подошвах редких прослоев песчаников широко распространены знаки танца, которые имеют форму широкой дуги, либо бимодальное строение. Остатки организмов эдиакарского типа в отложениях лямницкой свиты встречаются редко и приурочены в основном к песчанистой части верхнего мезоциклита (рис. 4).

Верховская свита установлена Э.А. Кальберг в разрезе скв. Архангельск (инт. 372,5–299,6 м) (рис. 2). Стратотип не указан, однако название происходит от р. Верховки, в долине которой известны обнажения (Кальберг, 1940). Граница с вышележащей зимнегорской свитой проводилась по подошве пачки песчаников (глубина 299,6 м в скв. Архангельск, рис. 2). Результаты изучения обнажений на Онежском п-ове показали, что эта



Рис. 4. Строение, обстановки осадконакопления и история формирования отложений вендского комплекса Юго-Восточного Беломорья. Стратиграфические границы: sb – секвентная; ts – трансгрессивная.

1 – регрессивные макроциклиты; 2 – регрессивные мезоциклиты; 3 – прогрессивные мезоциклиты; 4 – радиометрический возраст в млн. лет; 5 – стратиграфический уровень, богатый остатками организмов эдиакарской биоты. Литологические символы см. на рис. 3.

пачка завершает мощный (140 м) регрессивно построенный мезоциклит и связана постепенными переходами с подстилающими отложениями верховской свиты (рис. 3 и 4). На основании этих данных предлагается установить верховскую свиту в новом понимании, в объеме верховской и, частично, зимнегорской свит Э.А. Кальберг (рис. 1). Верховская свита в новом понимании включает верховские и сюзьминские слои схемы А.Ф. Станковского (рис. 1). Интервал 109.8–81.0 м в скв. Ягры, который Э.А. Кальберг выделяла в переходную ягринскую свиту (рис. 3), надежно коррелируется со средней частью верховской свиты. Термин “ягринская свита”, таким образом, предлагается рассматривать в качестве синонима верховской свиты. Наиболее полный разрез верховской свиты вскрыт скв. Архангельск, где ее мощность достигает 170 м (рис. 2), однако керн этой скважины не сохранился.

Верховская свита представляет собой регрессивно построенный макроциклит. Нижняя граница свиты устанавливается по резкой смене сероцветной толщи, сложенной переслаиванием песчаников, алевролитов и глин лямицкой свиты, на пачку тонкослоистых глин шоколадно-коричневой окраски с прослоями вулканических пеплов. Стратотип нижней границы предлагается установить в обнажении в устье руч. Агмы в подошве

пачки (10 м) шоколадно-коричневых глин. U-Pb возраст цирконов в прослое пеплов (12 мм) в 0.5 м от подошвы свиты из этого обнажения составил 558 ± 1 млн. лет.

Свита состоит из двух мезоциклитов. Нижний мезоциклит представлен в обнажениях на Онежском п-ове (рис. 2). Нижняя, глинистая половина мезоциклита обнажена вдоль ручья Агмы (левый приток р. Нижмы) и построена чередованием пачек (мощностью 4–30 м) пятнистых тонкослоистых глин и интервалов переслаивания алевролитов и глин зеленовато-серой окраски. Толща переслаивания вмещает маломощные (10–15 см) линзовидные прослойки бугорчатослоистых песчаников (табл. II, фиг. 2) и мелкие (30–50 мм) изолированные слепки промоин. В восточном направлении толща глин в основании свиты фациально замещается толщей переслаивания глин и алевролитов. В отложениях нижней части нижнего мезоциклита широкое распространение получают сульфидные, гипсовые и карбонатные конкреции, которые обнаружены в разрезах Агмы, Сюзьмы, Летнего берега Белого моря и в скв. С17, Сала и Ягры. Уплотненная (дисковидная) форма конкреций и текстуры “конус в конус” в карбонатных конкрециях указывают на их образование в толще частично уплотненного осадка.

Верхняя, песчанистая половина нижнего мезоциклита имеет сложное строение. Этот интервал разреза вскрыт скв. С17 (инт. 89–41 м) и фрагментарно обнажен в долинах рек Сюзьмы, Агмы, Верховки и Солзы (рис. 2 и 3). В западных разрезах (С17, Сюзьма) на этом уровне залегают комплекс песчаников, вытянутый с северо-востока на юго-запад и хорошо изученный в небольшом обнажении в 5 км вверх по течению от устья р. Сюзьмы (Федонкин, 1981). Нижняя часть разреза сложена светло-серыми тонкослоистыми алевролитами с фиолетовым оттенком, в толще которых развиты зеленовато-серые линзовидные тонко- и косослоистые песчаники (0.3–0.4 до 1.2 м), выполняющие слепки русел. Основную часть разреза слагает многослойный комплекс (табл. I, фиг. 7), образованный песчаными линзами (0.1–0.4 м) с тонкой горизонтальной, либо многоэтажной косою слоистостью с разнообразными эрозионными текстурами на подошвах. На подошве одной из линз встречены знаки танца с однообразным строением и острым углом дуги. Более мощные (10 м) пачки выполнены песчаником с ровной слоистостью, относительно выдержаны и прослежены на несколько десятков километров (табл. II, фиг. 3).

В юго-восточном направлении (Верховка, Солза) вкострости комплекса состав и строение отложений резко меняется, что выражено в замещении отдельных пластов песчаников на переслаивающиеся песчаники, алевролиты и глины, и в уменьшении общей песчаности за счет выклинивания массивных пластов (рис. 3). Для этого интервала разреза также характерны линзовидные пласты (0.3–0.5 м) тонкослоистых песчаников с эрозионной подошвой, которые простираются с северо-востока на юго-запад. Отдельные участки толщи деформированы с образованием складок, рулето- и шаровидных форм и залегают между ненарушенными горизонтами, при этом структурный стиль деформаций неупорядочен и невыдержан по площади (Гражданкин, Бронников, 1997).

В основании разрезов Зимних Гор обнажена толща переслаивания алевролитов и глин зеленовато-серого цвета с прослоями косослоистых алевролитов (инт. 0–13 м в разрезе Зимние Горы; рис. 2; табл. I, фиг. 4 и 5). Вверх по разрезу в толще появляются прослои песчаников (5–10 см) с косовольнистой слоистостью. Значительная удаленность разрезов Онежского п-ова от Зимних Гор, отсутствие глубоких скважин, пробуренных вблизи этого обнажения, а также наличие поверхности размыва в подошве вышележащей свиты, не позволяют указать более точно положение толщи переслаивания алевролитов и глин в общей последовательности отложений свиты (рис. 2–4). В данной работе эта толща на основании литологического сходства сопоставлена с

инт. 234.0–199.0 м в скв. Архангельск (отчет А.И. Лебединцева, 1951 г.) и отнесена к верховской свите в качестве верхнего мезоциклита (рис. 2).

Остатки организмов эдиакарского типа распределены неравномерно в отложениях свиты. В нижней части нижнего мезоциклита на подошве бугорчатослоистых песчаников обнаружены редкие остатки, в основном со следами волочения и деформации. В толще тонкослоистых глин сохранились пиритизированные остатки сабеллидитоподобных трубок, впервые обнаруженные Э.А. Кальберг. В долинах рек Агмы и Сюзьмы отложения песчаного комплекса содержат своеобразный комплекс остатков эдиакарского типа, демонстрирующий трехмерную сохранность (Федонкин, 1981). Стратиграфически выше, в толще переслаивания алевролитов и глин с прослоями песчаников, обнаженной в долинах рек Верховки и Солзы, обнаружен разнообразный комплекс остатков (Гражданкин, Бронников, 1997). В отложениях верхнего мезоциклита в основании обрывов Зимних Гор содержится очень богатый комплекс остатков организмов эдиакарского типа (Федонкин, 1981) (рис. 4).

Совокупность разрезов в долинах рек Агмы, Сюзьмы, Верховки и Солзы, а также толщу в основании разреза Зимних Гор, составляющих в сумме почти полный разрез свиты, предлагается выбрать в качестве составного лектостратотипа.

Зимнегорская свита выделена Э.А. Кальберг в береговых обрывах Зимних Гор и в разрезе скв. Архангельск (инт. 299.6–146.6 м) (рис. 2). Предлагается изменить объем стратона в соответствии с новыми данными о строении последовательности. Зимнегорская свита в новом понимании ограничена снизу и сверху поверхностями размыва и включает вайзицкие и зимнегорские слои схемы А.Ф. Станковского (рис. 1). Свита установлена на северо-востоке рассматриваемой территории и характеризуется невыдержанным распространением. В скв. Архангельск свита отсутствует, в разрезе Зимние Горы мощность свиты достигает 58 м (инт. 13–71 м, рис. 2), а в скв. Торожма (26 км к северо-востоку от Зимнегорского маяка; Товская партия, 1982 г.) возрастает до 125 м (инт. 261.5–134.9 м) (рис. 3).

Нижняя граница зимнегорской свиты устанавливается по резкой смене зеленоцветной толщи, сложенной тонким переслаиванием алевролитов и глин верховской свиты, на толщу пестроцветных отложений с пластами и пачками тонкослоистых глин шоколадно-коричневой окраски. Нижняя граница свиты эрозионная, в ее основании залегают линзовидные пачки (10–20 см) гравелитов и конгломератов. Вверх по разрезу глины резко переходят в своеобразную пачку пятнистой окраски, сложенную волнистым и линзовидным переслаиванием кварцевых песчаников, алевро-

литов и глин (инт. 13–17 м в разрезе Зимние Горы; рис. 2). Линзовидные слои алевролита и песчаника характеризуются разнонаправленной косою слоистостью, эрозионной подошвой и волнистой кровлей, а по мощности (2–6 см) преобладают над глинами. Кроме того, в толще переслаивания залегают изолированные слепки промоин (толщиной 15–20 см), выполненные линзовидным переслаиванием песчаников и глин.

В кровле пачки переслаивания наблюдаются следы локального размыва, достигающие местами глубины 4 м. Выше следует мощная (10 м) толща тонкослоистых глин пятнистой, шоколадно-коричневой и голубовато-серой окраски. Глины содержат прослои вулканических пеплов, которые согласно облекают неровную поверхность кровли подстилающих отложений. Пепловые прослои имеют линзовидную форму, достигают максимальной мощности (10 см) во впадинах эрозионного рельефа и выклиниваются на бортах этих впадин. U-Pb возраст цирконов из одного из таких прослоев в обнажении вблизи устья руч. Медвежьего, в 2 м от подошвы свиты, составил 555.3 ± 0.3 млн. лет (Martin et al., 2000).

Значительная часть свиты (до 30 м) сложена тонкослоистыми алевролитами серой окраски с фиолетовым оттенком (табл. I, фиг. 6). Алевролиты содержат линзовидные прослои (30–40 мм) песчаников с косоволнистой слоистостью и знаками танца на подошве (табл. I, фиг. 8). Несмотря на однообразный облик свиты в типовом обнажении, в южных разрезах (между Зимнегорским маяком и руч. Ерга) она оказывается очень изменчивой. В верхней части разреза свиты появляется комплекс (18 м) сероцветных песчаников с пестрым фациальным строением (Иголкина, 1959). Комплекс сложен ритмично чередующимися пачками (до 2 м) тонко-, равно- и косослоистых песчаников и примерно равными им по мощности пачками тонкослоистых алевролитов. Правильность строения местами нарушается сингенетическими подводнооползневными нарушениями целых пакетов. Косоволнистая слоистость не характерна. Комплекс песчаников имеет регрессивное строение, в его нижней части преобладают мало мощные пакеты с многоэтажной косою слоистостью (табл. II, фиг. 4), а верхняя часть сложена мощными пачками равно- и тонкослоистых песчаников.

В верхней части свиты выделяется пачка (инт. 62–71 м в разрезе Зимние Горы, рис. 2) с четко выраженным регрессивным строением, в основании которой залегают выдержанный пласт (3–4 м) тонкослоистых глин темно-серой окраски с сапропеллеподобными пленками, а вверх по разрезу глины постепенно переходят в тонкое переслаивание алевролитов и глин зеленовато-серой окраски с линзовидными пакетами сероцветных тон-

кослоистых песчаников. Рассматриваемую пачку можно сопоставить с пачкой переслаивания алевролитов и глин, слагающей инт. 208.3–134.9 м в скв. Торожма (рис. 3), также имеющей регрессивное строение (отчет А.Ф. Станковского с соавторами, 1985 г.). Остатки организмов эдиакарского типа не характерны для отложений свиты и приурочены к толще переслаивания алевролитов и глин в верхней части свиты. Кроме того, пласт глин в основании свиты содержит фитолеймы водорослей (сообщение М.В. Леонова, 2001 г.) и отпечатки *Beltanelloides*.

Обнажение вендского комплекса в устье руч. Елового в Зимних горах предлагается принять за лектостратотип зимнегорской свиты со стратотипом нижней границы в подошве пласта (1 м) тонкослоистых глин шоколадно-коричневой окраски, в основании которого залегают линзовидные пачки гравелитов.

Ергинская свита предлагается взамен мезенской и включает ергинские и мельские слои схемы А.Ф. Станковского (рис. 1). Термин унаследован от ергинских слоев и происходит от названия одноименного руч. Ерга в Зимних Горах, в устье которого имеется обнажение свиты. Свита сложена разнообразным переслаиванием песчаников, алевролитов и глин пестрой окраски и представляет собой регрессивно построенный макроциклит мощностью 150 м. Нижняя граница свиты эрозионная и выполняет неглубокие (1–5 м) врезы, заполненные мелкозернистым песчаником с галькой, для которой характерно черепитчатое залегание в мелкозернистом песчаном матриксе. Нижняя граница устанавливается по появлению в разрезе песчаников желтовато-серой окраски с мелким гравием и галькой.

В составе свиты выделяются три прогрессивно построенных мезоциклита (45–55 м). Нижний мезоциклит (инт. 71–115 м в разрезе Зимние Горы; рис. 2) обнажен в береговых уступах Зимних Гор и, в свою очередь, состоит из трех выдержанных пачек (11–17 м). Нижняя пачка (инт. 71–82 м) в основании сложена переслаиванием песчаников, алевролитов и глин (2–3 м) светло-серой окраски с желтым оттенком. Кроме того, для этого интервала характерны крупные слепки промоин (табл. II, фиг. 1). В основании пачки также широко распространена косоволнистая слоистость. Прогрессивное строение пачки выражено постепенным переходом в сероцветные глины (8–9 м), окраска которых в самой верхней части становится пятнистой, коричневой и серой.

Средняя пачка (инт. 82–98 м) построена из выдержанных циклотом мощностью 5–6 м (рис. 2). Внизу каждой циклотемы залегают линзовидные пласты (до 0.5 м) серых песчаников с косоволнистой слоистостью и изолированные слепки промоин. Выше их постепенно сменяют пачки тонко пе-

реслаивающихся алевролитов и глин с прослоями песчаников, а затем следуют тонкослоистые глины. Отдельные участки толщи деформированы с образованием складок, рулето- и шаровидных форм (табл. I, фиг. 9), некоторые из них на ранних этапах изучения ошибочно принимались за крупные слепки промоин (Grazhdankin, Ivantsov, 1996, Fig. 2). Различия состоят в том, что слепки промоин имеют вытянутую форму и выполняют эрозионные врезы.

Верхняя пачка (инт. 98–115 м) сложена тонким волнистым переслаиванием песчаников, алевролитов и глин зеленовато-серой окраски. Песчаники содержат скопления плоской глиняной гальки и характеризуются косоволнистой слоистостью. Толща также вмещает изолированные слепки промоин (10–15 см) и своеобразные линзовидные пласты (до 1.8 м) равно- и косослоистых песчаников (слепки каналов; табл. II, фиг. 5), которые образуют несколько уровней в толще переслаивания.

Начиная со среднего мезоциклита (отметка 115 м в разрезе Зимние Горы; рис. 2), песчаники ергинской свиты становятся красноцветными, в них появляются сидеритовые конкреции крупных размеров, а толща переслаивания алевролитов и глин приобретает пеструю (фиолетовую, ярко-бурую, желтую, оранжевую) окраску. Аналогичная смена окраски происходит на глубине 146.6 м в скв. Архангельск (отчет А.И. Лебединцева, 1951 г.) (рис. 2). Средний мезоциклит обнажен в нижнем течении р. Золотицы (Зимней) и по ее правому притоку, руч. Темному (инт. 0–54 м в разрезе Золотица; рис. 2). В основании мезоциклита залегает пакет ровнослоистых песчаников (2 м) с линейностью течения. Остальная часть представлена тонким переслаиванием песчаников, алевролитов и глин, которое вмещает линзовидные пласты (до 2.5 м) средне-крупнозернистых равно- и косослоистых песчаников с плоской глиняной галькой, выполняющие слепки русел (табл. II, фиг. 6). В верхней части мезоциклита появляются пласты (до 1.2 м) и пачки (до 6 м) тонкослоистых глин темно-коричневой окраски. Для отложений мезоциклита характерны косоволнистая слоистость и знаки волновой ряби.

Верхний мезоциклит обнажен выше по течению р. Золотицы и по правому притоку, руч. Каменному (инт. 54–102 м в разрезе Золотица; рис. 2). Строение верхнего мезоциклита имеет выраженный прогрессивный характер и напоминает средний мезоциклит.

К нижней части ергинской свиты, в особенности к отложениям средней пачки нижнего мезоциклита, приурочен самый богатый в Юго-Восточном Беломорье комплекс остатков эдиакарского типа (Grazhdankin, Ivantsov, 1996; Иванцов, 1999). Выше этого интервала остатков не обнару-

жено. В этом интервале также происходит смена комплексов органостенных микрофоссилий с редкинского на котлинский (Рагозина, Сиверцева, 1985). Отложения лямической, верховской и зимнегорской свит, а также нижняя часть ергинской свиты, содержат комплекс микрофоссилий, характерный для редкинских отложений (Сиверцева, Станковский, 1982; Рагозина, Сиверцева, 1985; Станковский и др., 1985). Из верхней пачки нижнего мезоциклита ергинской свиты в скв. Торожма (гл. 57 м; рис. 3) описаны микрофоссилии *Rototia rhomboidales* (Sivertseva), которые распространены в верхней части котлинских отложений Московской синеклизы (Рагозина, Сиверцева, 1985; Кузьменко, Бурзин, 1996).

Совокупность разрезов в Зимних Горах (на участке между Зимнегорским маяком на севере и устьем руч. Ерга на юге) и в долине р. Золотицы, составляющих в сумме почти полный разрез свиты, предлагается выбрать в качестве неостратотипа. Стратотип нижней границы свиты предлагается выбрать в обнажении в устье руч. Ерги в подошве пачки переслаивания алевролитов и глин с линзовидными прослоями песчаников и слепками промоин.

Цикличность

Наиболее легко в разрезах распознаются средние циклиты (мезоциклиты) мощностью в среднем 40–80 м. По отличиям в наборе и смене литотипов выделяются два типа циклитов. В регрессивно построенных мезоциклитах внизу залегают наиболее тонкозернистые породы (например, тонкослоистые глины), выше их постепенно сменяет тонкое переслаивание алевролитов и глин, а затем в толще переслаивания появляются песчаники с тонкой или косоволнистой слоистостью, количество и толщина которых возрастают вверх по разрезу. Подобные регрессивные мезоциклиты установлены в строении лямической, верховской и зимнегорской свит (рис. 4). Прогрессивно построенные мезоциклиты начинаются пачкой сложного переслаивания песчаников с ровной слоистостью в основании, с тонкой и косой слоистостью в средней части и косоволнистослоистые – в верхней. Затем следует тонкое переслаивание алевролитов и глин, которое нередко включает пласты глин. Прогрессивные мезоциклиты установлены в ергинской свите. К границе зимнегорской и ергинской свит, таким образом, приурочена смена морфологии мезоциклитов: в отличие от лямической, верховской и зимнегорской свит, мезоциклиты ергинской свиты имеют прогрессивное строение (Гражданкин, Бронников, 1997) (рис. 4).

Средней цикличности подчинены более мелкие циклы (10–20 м), проявленные в разрезах верховской свиты на р. Солзе (Гражданкин, Бронников, 1997), но не прослеженные из-за плохой обнажен-

ности, однако наиболее отчетливо выраженные в нижней части разрезов ергинской свиты в Зимних Горах, что позволяет расчленять толщу на выдержанные пачки. В разрезах ергинской свиты в составе мелких циклитов распознаются элементарные циклиты надпорядного порядка (мощностью 5–6 м), напоминающие циклотемы дельтовых формаций. Циклотемы имеют прогрессивное строение, прослежены вдоль Зимнего берега Белого моря на расстоянии 35 км, от Зимних Гор до устья р. Золотицы и отличаются устойчивостью литологического состава и выдержанностью по мощности.

Мезоциклиты, сочетаясь друг с другом, слагают крупные циклиты (макроциклиты) мощностью в среднем 120–160 м, выдерживающиеся на больших площадях. В вендском комплексе выделяются четыре таких макроциклита, которые предлагается рассматривать как свиты. Макроциклиты в вендских отложениях имеют регрессивное строение (рис. 4).

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Изложенный выше материал позволяет реконструировать как общие черты условий образования отложений, так и конкретные обстановки осадконакопления.

Обстановки формирования лямичкой свиты. По всей вероятности, наиболее дистальные отложения свиты представлены тонкослоистыми глинами. Ненарушенная тонкая слоистость глин (табл. I, фиг. 2) образовалась в результате осаждения илистого материала из взвеси в спокойных водах. Илистая взвесь, так же, как и в настоящее время (Oertel, Dunstan, 1981; Holmes, 1982; Sahl et al., 1987), могла формироваться на взморье, удерживаясь на плаву благодаря разнице в температуре и солености, и разобшаться прибрежными течениями и сильными штормами, относиться на удаление от берега, после чего оседать. Верхние, алевритистые и глинистые слои донного осадка под воздействием штормовых волн могли затем несколько раз переходить во взвешенное состояние, захватываться проходящими струями и постепенно разноситься на удаление от берега, где "осцилляционная" скорость волн была слабее. Последовательная сортировка ("отвеевание") осадка волновыми потоками (Swift et al., 1991) в результате приводила к тому, что более грубый алевритовый материал задерживался на проксимальных участках, где формировалось тонкое переслаивание алевролитов и глин (табл. I, фиг. 3), слагающее основную часть свиты. Маломощные прослои песчаника с косоволнистой слоистостью (табл. I, фиг. 1), тяготеющие к склону щита, а также широкая дуговидная форма, либо бимодальное строение знаков танца на подошвах и разброс направлений палеотечений, подтверждают вол-

новой механизм разноса обломочного материала. На дистальных участках, куда штормовое воздействие не проникало, происходило формирование тонкослоистых глин.

Образование значительной части отложений свиты, таким образом, происходило в пределах глубины проникновения штормовых волн в обстановках прибрежных подводных равнин. Хорошая сортировка материала и признаки волновой переработки дают возможность интерпретировать переслаивание алевролитов и глин с прослоями песчаников как штормовым. Широкое распространение фитолейм водорослей и знаков танца на подошвах песчаников показывает, что равнины располагались в пределах фотической зоны и были заселены водорослями. Песчаные прослои, слагающие проградационные клинья, скорее всего связаны с увеличением скорости переработки и разноса осадка волнами на мелководье и отражают проградацию прибрежных обстановок со стороны восточного склона Балтийского щита (рис. 2 и 3).

Обстановки формирования верховской свиты. Начало формирования свиты связано с подъемом уровня моря и резким сдвигом седиментации. Штормовые обстановки взморья, характеризующие завершающий этап формирования лямичкой свиты, в начале верховского времени сменились на относительно спокойные обстановки с преимущественно глинистым осадконакоплением (скв. 17 и 18, разрез Агма; рис. 3), а зона действия волновых течений сместилась на северо-восток, где продолжилось формирование переслаивания алевролитов и глин (Архангельск).

Дальнейшее развитие сопровождалось постепенным восстановлением прибрежных обстановок с волновым режимом седиментации, о чем свидетельствует мощная (50 м) толща переслаивания алевролитов и глин, слагающая нижнюю часть свиты в разрезах Онежского п-ова (рис. 3). Редкие маломощные прослои песчаников в этих отложениях характеризуются бугорчатой слоистостью (табл. II, фиг. 2), происхождение которой обычно также связывается с волновой активностью. Однако для образования этого литотипа одного осциллирующего потока недостаточно (Allen, 1985), необходимо взаимодействие волн и однонаправленного течения (Harms et al., 1982; Walker et al., 1983; Nottvedt, Kreisa, 1987). Бугорчатослоистые песчаники верховской свиты, вероятно, образовались в процессе осаждения песчаной взвеси в условиях взаимодействия мутьевых потоков с волнами. О существенной роли потоков в распространении песчаного материала также свидетельствуют мелкие изолированные слепки промоин, характерные для этих отложений.

В средней части свиты залегает многослойный комплекс песчаников (табл. I, фиг. 7), который

прослеживается на расстоянии 40 км узкой полосой из низовьев р. Сюзьмы до руч. Агмы (рис. 2). Ряд особенностей строения комплекса – резкая нижняя граница прослоев со следами размыва струями течений, чередование в разрезе многоэтажной косой и тонкой горизонтальной слоистости, слепки русел – указывают на формирование отложений в условиях мутьевых потоков при интенсивном поступлении обломочного материала. Падение косых слоев показывает одномодальный характер распределения направлений палеотечений с северо-востока (230° , $n = 10$), с чем согласуется одномодальное строение знаков танца, простирающие следы размыва (245° , $n = 12$) и самого комплекса песчанников. Образование ровной слоистости, которая характерна для более мощных пачек, связано с разгрузкой песка в условиях относительно высоких скоростей. Об этом свидетельствует линейность течения на поверхностях напластования, которая связана с упорядочиванием структуры песка в соответствии с конфигурацией потока в моменты резких импульсов в придонном слое течения, что возможно при длительном режиме перемещения осадка и относительно высокой и постоянной скорости. На основании этих данных, комплекс песчанников интерпретируется как флювиально-морские отложения.

Современные западные границы распространения песчаного комплекса в Юго-Восточном Беломорье являются эрозионными. На востоке, вкрест основному направлению палеотечений, комплекс флювиально-морских отложений рашепляется в виде мощных (6–15 м) клиньев, сложенных преимущественно песчанниками с разнообразными сингенетическими подводнооползновыми нарушениями (Гражданкин, Бронников, 1997). Судя по всему, быстрое намывание песка приводило к формированию незначительного уклона дна, что способствовало дестабилизации осадка. Вмещающая толща представлена чередованием интервалов переслаивания алевролитов и глин с пластами косоволнистослоистых песчанников, которая интерпретируется как отложения зоны волнения и течений (Гражданкин, Бронников, 1997). Линзовидные пласты тонкослоистых песчанников с эрозионной подошвой, характерные для этих отложений и простирающиеся вдоль основного направления палеотечений, по всей видимости, представляют собой заполнения подводных каналов.

Образование отложений нижнего мезоциклита верховской свиты, таким образом, происходило на приустьевом взморье при взаимодействии течения реки и морского волнения. Перед устьем формировался мощный комплекс флювиально-морских отложений, вытянутый вдоль основного направления потока наносов (приустьевая песчаная отмель). По бортам отмели в обстановках продельты накапливались склоновые отложения.

Кроме того, из приустьевых обстановок в обстановки продельты также эпизодически проникали струеподобные потоки, наиболее сильные из которых промывали подводные каналы, однако большинство потоков представляло собой низкоплотностные струи. Достигнув обстановок продельты, струи замедлялись, расширялись и разгружали взвесь, которая подвергалась дальнейшей переработке вдольбереговыми волновыми течениями, о чем свидетельствует широкое развитие косоволнистой слоистости.

Тонкое переслаивание алевролитов и глин, слагающее верхний мезоциклит верховской свиты, образовалось в условиях последовательной сортировки донного осадка волновыми течениями. Об этом свидетельствуют признаки локальной эрозии в толще переслаивания (табл. I, фиг. 4) и прослои алевролитов с косой слоистостью (табл. I, фиг. 5), а также маломощные прослои песчанников с волновой косой слоистостью и плоской глиняной галькой. На основании этих данных, мощную (свыше 13 м) алевролит-глинистую толщу верхнего мезоциклита можно рассматривать как дистальные продельтовые отложения, что указывает на относительный подъем уровня моря в поздневерховское время. Комплекс флювиально-морских отложений в средней части свиты, таким образом, соответствует наиболее низкому положению уровня моря в последовательности лямицкой и верховской свит (рис. 4).

Обстановки формирования зимнегорской свиты. Нижняя граница свиты эрозионная и выполняет пологий перепад в рельефе глубиной несколько десятков метров при ширине в несколько десятков километров, который можно интерпретировать как подводную долину (рис. 3). Линзовидные пачки конгломератов, выполняющие эрозионные врезы в основании свиты, свидетельствуют о том, что образование подводной долины сопровождалось размывом подстилающей толщи.

В изученных разрезах в подошве свиты не обнаружено следов осушения. Маломощные линзы конгломератов перекрываются относительно тиховодными глинами, содержащими в большом количестве фитолеймы водорослей. Выше залегают толща переслаивания песчанников, алевролитов и глин, литологические особенности которой, а также обилие растительного детрита позволяют интерпретировать отложения как относительно мелководные эстуарные осадки.

Важной особенностью отложений свиты, помогающей понять условия и обстановки осадконакопления, является мощный многослойный комплекс, сложенный тонко-, равно- и косослоистыми песчанниками. На северо-востоке комплекс песчанников прослеживается на расстоянии 30 км в скв. Торожма. Резкие следы размыва струями течений, многоэтажная косая слоистость

(табл. II, фиг. 4) и широкое развитие сингенетических деформаций, в том числе деформированной косой слоистости, указывают на флювиально-морское происхождение песчаников (Swift et al., 1991). Замеры косой слоистости проявляют основное направление палеотечений с северо-востока (210° , $n = 9$). Состав и строение отложений относительно быстро меняются вкрест простирацию комплекса. На северо-западе (в северных разрезах Зимних Гор) мощные пакеты песчаников выклиниваются, а основная часть свиты образована тонкослоистыми алевролитами (табл. I, фиг. 6). Хорошая сортировка отложений предполагает осадконакопление в условиях штормовой гидродинамики, о чем свидетельствуют прослои песчаников с косоволнистой слоистостью и знаки танца на подошве, имеющие форму широкой дуги (табл. I, фиг. 8). На основании приведенных данных комплекс песчаников можно интерпретировать как потоковые отложения осевой зоны приустьевой песчаной отмели, сформировавшейся в подводной долине.

Образование латерального фациального ряда зимнегорской свиты, таким образом, происходило в обстановках постепенной проградации седиментационной системы эстуария и приустьевой песчаной отмели. Эта система заложилась как подводная долина, врезаемая в подстилающую толщу отложений (рис. 4). Следы локального размыва наблюдаются также в кровле эстуарных отложений, однако эта граница связана с резкой сменой эстуарных фаций на флювиально-морские и отражает начало проградации. Выдержанная пачка тонкослоистых глин в верхней части свиты, переходящая в толщу тонкого переслаивания алевролитов и глин с пластами песчаников, свидетельствует о том, что в заключительную фазу зимнегорского этапа произошел резкий сдвиг седиментации, в результате которого обстановки приустьевой песчаной отмели сменились на обстановки продельты.

Обстановки формирования ергинской свиты. Нижняя часть свиты построена из циклотем, связь и определенная направленность смены пород в которых дают ценный материал для понимания условий формирования отложений. Циклотемы начинаются тонкослоистыми песчаниками и изолированными слепками промоин, часто с плоской глиняной галькой в основании прослоев. Следы размыва на подошвах некоторых пластов, тонкая горизонтальная и градиционная слоистость указывают на образование песчаных отложений в условиях разгрузки мутьевых струй (Grazhdankin, Ivantsov, 1996). Быстрое намывание песка приводило к формированию незначительного уклона дна в этих обстановках, что объясняет развитие сингенетических деформаций (табл. I, фиг. 9) и оползневых слоев. Эти отложения, следовательно, можно рассматривать как выносы

дельтовых рукавов. Мощные пласты песчаников постепенно сменяются переслаиванием песчаников, алевролитов и глин. Широкое распространение косоволнистой слоистости и знаков симметричной ряби в этих отложениях указывают на их формирование в зоне слабого волнения и течений. Песчаные отложения перекрываются пачкой переслаивания алевролитов и глин (равнинные волновые отложения). Заканчивается циклотема пачкой тонкослоистых глин, образование которых происходило в спокойных водах.

Для проксимальных фаций продельты характерны слепки промоин (табл. II, фиг. 1). Вероятно, относительно мелководные проксимальные обстановки располагались в зоне прохождения сильных мутьевых струй, которые здесь ускорились и оставляли промоины на поверхности дна. Эти промоины немедленно заполнялись осадком из взвеси, однако в ходе заполнения происходила также частичная разгрузка мутьевого потока, в результате чего поток приобретал дополнительную "плаучность" и отрывался от дна, "оставляя" слепок промоины изолированным в илистом осадке и унося остальную порцию взвеси в более дистальные обстановки.

В верхней пачке нижнего мезоциклита широко распространены слепки каналов. Эрозионная подошва с глубокими следами размыва означает, что каналы были промыты сильными струями, о чем также свидетельствуют ровнослоистые песчаники в самой глубокой части каналов (табл. II, фиг. 5). Иногда в подошве слепков наблюдаются два "фарватера", что свидетельствует о ветвлении каналов (табл. II, фиг. 5). Дальнейшее заполнение каналов происходило в процессе миграции потоковой ряби в условиях однонаправленного потока, что привело к образованию многоэтажной косой слоистости. На границах косослоистых пакетов часто наблюдаются знаки ряби осцилляции с размытыми гребнями, что свидетельствует об эпизодических перерывах в поступлении осадка и полном прекращении потока. Размытые гребни ряби предполагают волновой характер затухания осцилляции, что указывает на открытые мелководные обстановки. Замер косой слоистости в слепках каналов показывает снос обломочного материала с северо-востока (230° , $n = 15$) и совпадает с простираем слепков промоин (240° , $n = 21$) и каналов (250° , $n = 22$).

Остальная часть свиты представлена переслаиванием песчаников, алевролитов и глин и сформировалась в обстановках относительно мелководной, плоской равнины в условиях последовательной сортировки донного осадка волнами, о чем свидетельствует широкое распространение знаков симметричной ряби. Эта толща, в свою очередь, вмещает пакеты песчаников с ровной слоистостью и линейностью течения, образова-

ние которых можно объяснить ускорением и разгрузкой мутьевых струй на мелководье. Кроме того, для этих отложений характерны слепки русел. Судя по морфологии косых серий, заполнение русел происходило в процессе миграции подводных дюн в условиях долговременного однонаправленного тока. Нередко вверх по разрезу русловых отложений интервал с косой слоистостью сменяется пакетом ровнослоистых песчаников (табл. II, фиг. 6), что может быть связано с быстрым обмелением русла и усилением потока. Общая красноцветность отложений и сидеритовые конкреции свидетельствуют о солонатоводных и опресненных условиях (Piggus, 1992). Замер падения косой слоистости в слепках русел показывает устойчивый характер палеотечений с северо-востока (240° , $n = 5$), с чем также согласуется простираание линейности течения (215° , $n = 8$).

Таким образом, эстуарные и приустьевые обстановки, характеризующие зимнегорское время, в раннеергинское время сменились морскими продельтовыми. Строение циклотем напоминает формичность дельтовых, шлюзовых и молассовых формаций и, скорее всего, имеет схожий седиментологический механизм образования, который обусловлен саморазвитием продельты. Дальнейшее развитие сопровождалось постепенной сменой морских обстановок продельты на сравнительно опресненные обстановки плоской равнины, которая простиралась на удаление от берега, наводнялась в периоды половодий и паводков, и где фактически происходило втекание речных вод в воды взморья через многочисленные рукава (русла) распределительной системы. Эти обстановки интерпретируются как дельтовая равнина, а последовательность отложений ергинской свиты – как тракт постепенной проградации дельтовой равнины с северо-востока (рис. 4). На основании изложенных данных комплекс продельтовых отложений в основании ергинской свиты отвечает наиболее высокому положению уровня моря в последовательности зимнегорской и ергинской свит (рис. 4).

Генетическая интерпретация отложений

Генетический состав и особенности строения отложений заставляют сделать вывод, что в целом обнаженная часть вендского комплекса накапливалась в обстановках подводных продолжений дельт, а большая надводная часть дельт располагалась северо-восточнее современных выходов. Об этом свидетельствует ярко выраженный одномодальный характер распределения направлений палеотечений, установленный по замерам падения косых слоев и простираания слепков промоин, каналов и следов размыва струями течений. В целом бассейн отличался активной гидродинамикой, как показывают разнос обломочного мате-

риала по всей территории Юго-Восточного Беломорья, преобладание хорошо сортированных отложений и частая встречаемость в них косой и косоволнистой слоистости. Последняя выявляет сложную систему циркуляции на взморье, включающую как поперечные перемещения воды, так и продольные вдольбереговые энергетические течения, что указывает на открытый характер и относительную мелководность. Проведенный генетический анализ литотипов позволяет предполагать, что обломочный материал поступал в бассейн посредством относительно продолжительных однонаправленных потоков.

Установлено, что в устьях крупных рек во время наводнений и паводков образуются мутьевые потоки, которые в большинстве случаев являются квази-стационарными и продолжаются несколько десятков часов (Normark, Piper, 1991; Myrow, Southard, 1996; Mulder et al., 1998). Концентрация переносимой взвеси в таких потоках достаточна для того, чтобы взвешенный материал начал распространяться вдоль поверхности дна бассейна. Моделирование мутьевых потоков и наблюдения над процессами, происходящими в устьях рек, показывают, что инерционные струи способны эродировать дно бассейна и формировать комплекс отложений турбидитного облика (Mulder et al., 1998). Движущей силой таких сверхтяжелых струй (hypergranular plumes; Normark, Piper, 1991) служит инерция речной воды, поступающей в бассейн стока во время наводнений при сезонном выпадении атмосферных осадков, либо при резком таянии снегов и ледников (Syvitski, Farrow, 1983; Maizels, 1989; Russel, Knudsen, 1999). Эти данные провоцируют на сравнение мутьевых потоков, которые, по всей видимости, служили основным механизмом поступления песчаного материала в вендские обстановки Юго-Восточного Беломорья, со сверхтяжелыми инерционными струями паводкового происхождения.

Флювиально-морские отложения приустьевой песчаной отмели, таким образом, можно рассматривать как разновидность речных выносов (подводный, или бассейновый аллювий), характеру напластования этих отложений можно приписать паводковую природу, а сами отложения отнести к инундитам (паводковым отложениям). Ровный и пологий рельеф дна на взморье в сочетании с сильной инерцией потоков обусловили проградацию паводковых отложений по прибрежным подводным равнинам на значительное удаление от берега. Вдоль фронта дельтовой равнины и по бортам приустьевой отмели простирались обстановки продельты, где отложения формировались при взаимодействии течения реки и морского волнения. Прodelьта служила своеобразной подводной платформой для наращивания дельтовой равнины, первые признаки проградации которой сохранились в виде слепков промоин и каналов,

которые, судя по всему, также образовались при участии сверхтяжелых инерционных струй паводковой природы и, следовательно, являются инундитами. Резко выраженный событийный характер отложений вендского комплекса в Юго-Восточном Беломорье обусловлен отсутствием наземной растительности и напоминает осадконакопление на взморье в современных аридных и арктических регионах (Syvitski, Farrow, 1983; Maizels, 1989; Russel, Knudsen, 1999).

Особенностью отложений вендского комплекса является широкое распространение тонкой шагреневой текстуры на нижних поверхностях напластования алевритов и песчаников различной мощности, от 1–2 мм до 0.5 м (табл. II, фиг. 7 и 8). Очевидно, что образование этой текстуры не зависит от способа формирования отложений, хотя шагреневая текстура не обнаружена на подошвах слепков промоин и песчаников с косой, ровной и бугорчатой слоистостью, образование которых происходило в среде с наиболее интенсивной гидродинамикой. С другой стороны, отмечена выраженная фациальная приуроченность шагреневой текстуры к обстановкам прodelьты. На шагреневой подошве часто наблюдаются мелкие текстуры нагрузки (табл. II, фиг. 7) и складки деформации натяжения (табл. II, фиг. 8). Подошва также бывает инкрустирована мелкими скоплениями пирита, в которых нередко можно распознать пиритизированные нитевидные остатки водорослей (табл. II, фиг. 7). Переплетаясь друг с другом, нити могут покрывать относительно обширные участки поверхности и, судя по всему, были захоронены *in situ*. Приведенные данные позволяют интерпретировать шагреневую текстуру как отпечаток поверхности микробной пленки (Seilacher et al., 1985; Gerdes et al., 2000; Gehling, 2000). Эта пленка препятствовала размыву дна при торможении потока, что объясняет отсутствие следов размыва на шагреневой подошве.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вендский комплекс Юго-Восточного Беломорья в целом представляет собой регрессивную последовательность отложений, которая образовалась на приустьевом взморье в условиях постепенной проградации дельтовой распределительной системы с северо-востока, со стороны Канино-Тиманского складчато-надвигового пояса. Начало формирования комплекса ознаменовалось быстрым затоплением шельфа и установлением обстановок прибрежных подводных равнин. Затопление не оставило заметных следов, за исключением маломощного покрова гравелитов в основании лямичской свиты. Осадки, которые можно было бы интерпретировать как отложения ингрессивной фазы, в основании комплекса не обнаруже-

ны. Нижняя граница вендского комплекса, таким образом, имеет трансгрессивную природу (рис. 4).

Проведенный анализ строения и условий осадконакопления отложений вендского комплекса Юго-Восточного Беломорья позволяет определить в последовательности главную границу, которая совпадает с поверхностью раздела верховской и зимнегорской свит и проявляется размывом и образованием подводной долины. Эта граница разделяет два подкомплекса отложений – лямичко-верховский и зимнегорско-ергинский, каждый из которых представляет собой тракт седиментационной системы (рис. 4).

Фациальное строение лямичко-верховского подкомплекса дает возможность различить в последовательности отложений три элемента, отвечающие основным фазам развития. В основании подкомплекса выделяется мощный проградационный элемент, сложенный песчано-глинистыми отложениями и отражающий смену обстановок прибрежных подводных равнин (лямичская свита) на обстановки приустьевой отмели (нижняя часть нижнего мезоциклита верховской свиты). Затем следует глинисто-песчаный элемент (верхняя часть нижнего мезоциклита верховской свиты), представленный флювиально-морскими отложениями приустьевой отмели и соответствующий фазе низкого положения уровня моря. Завершает последовательность трансгрессивный элемент, который представлен песчано-глинистыми отложениями прodelьты (верхний мезоциклит верховской свиты). Лямичко-верховский подкомплекс отложений можно охарактеризовать как регрессивно-трансгрессивный тракт седиментационной системы приустьевой песчаной отмели (рис. 4).

Последовательность отложений зимнегорско-ергинского подкомплекса также построена из трех элементов. В основании подкомплекса залегают песчано-глинистые отложения, выполняющие подводную долину и представленные осадками эстуария и приустьевой песчаной отмели (зимнегорская свита). Затем следует песчано-глинистый элемент, построенный из циклотем, который образовался в обстановках прodelьты в фазу высокого положения уровня моря (нижний мезоциклит ергинской свиты). Завершается подкомплекс мощным проградационным элементом, который сложен глинисто-песчаными отложениями дельтовой равнины (средний и верхний мезоциклиты ергинской свиты). Зимнегорско-ергинский подкомплекс в целом можно охарактеризовать как трансгрессивно-регрессивный тракт седиментационной системы дельтовой равнины (рис. 4).

На границе верховской и зимнегорской свит не обнаружено следов осушения, поэтому представляется маловероятным, чтобы размыв и образование долины были обусловлены снижением уровня моря в конце верховского времени. Дис-

тальные отложения прodelьты, слагающие верхний мезоциклит верховской свиты и непосредственно подстилающие поверхность размыва, отвечают подъему уровня моря, что также не согласуется с осушением территории в конце верховского времени. Размыв на границе верховской и зимнегорской свит можно объяснить эрозией берегового склона в результате быстрой трансгрессии, либо подводной эрозией в ответ на спад в поступлении обломочного материала (Swift et al., 1987; Galloway, 1989). Наличие размыва в подошве зимнегорской свиты, а также положение на разделе двух трактов седиментационных систем позволяет рассматривать границу свит как секвентную (рис. 4).

Помимо секвентной границы, в отложениях вендского комплекса выделяются две трансгрессивные границы (рис. 4). Нижняя из этих границ является согласной и определяется резким сдвигом седиментации в северо-восточном направлении. Эта граница совпадает с поверхностью раздела лямичкой и верховской свит и отделяет переслаивание алевролитов и глин с песчаниками зоны волнения от вышележащих тонкослоистых глин относительно тиховодных обстановок. Образование отложений верховской свиты происходило в обстановках постепенной проградации приустьевой отмели в условиях более активной гидродинамики, по сравнению с отложениями лямичкой свиты, которые образовались в обстановках проградации прибрежных равнин. Кроме того, отложения нижней части верховской свиты характеризуются широким развитием раннедиагенетических конкреций, которые являются важным маркирующим горизонтом, прослеживаемым вдоль северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы до западного склона Урала (Кирсанов, 1968). Конкреции отвечают обьитию регионального характера и, вероятно, образовались в толще осадка в период низкого положения уровня моря и максимальной проградации отмели. Граница лямичкой и верховской свит, таким образом, является границей раздела двух латеральных фациальных рядов (подводных равнин и приустьевой отмели) внутри тракта седиментационной системы. Эта граница также соответствует началу нового макроцикла осадконакопления и может рассматриваться как субсеквентная (рис. 4).

Верхняя трансгрессивная граница совпадает с поверхностью раздела зимнегорской и ергинской свит. К этой границе приурочена смена морфологии мезоциклитов с регрессивной на прогрессивную, что отражает резкий перелом в развитии осадочной системы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аксенов Е.М. Венд Восточно-Европейской платформы / ред. Соколов Б.С., Федонкин М.А. Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985. С. 3–34.
- Аксенов Е.М., Волкова С.А. Вулканогенно-осадочные горизонты редкинкой свиты валдайской серии // Докл. АН СССР. 1969. Т. 188. № 3. С. 635–638.
- Аксенов Е.М., Иголкина Н.С. О выделении редкинкой свиты валдайской серии на севере Русской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1969. № 8. С. 22–25.
- Аксенов Е.М., Келлер Б.М., Соколов Б.С. и др. Общая схема стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 12. С. 17–34.
- Гниловская М.Б. Новые саариниды венда Русской платформы // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 1. С. 89–93.
- Гниловская М.Б., Вейс А.Ф., Беккер Ю.Р. и др. Доздиакарская фауна Тимана (аннелидоморфы позднего рифея) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 4. С. 11–39.
- Гражданкин Д.В., Бронников А.А. Новое местонахождение остатков поздневендских мягкотелых организмов на Онежском полуострове // Докл. РАН. 1997. Т. 357. № 6. С. 792–796.
- Дедеев В.А., Келлер Б.М. (ред.) Верхний докембрий Европейского Севера СССР (Объяснительная записка к схеме стратиграфии). Сыктывкар: АН СССР, Ин-т геологии Коми АССР, 1986. 42 с.
- Зеккель Я.Д. Геологические исследования в районе Зимнего берега Белого моря, бассейне Кулоя и низовьев Мезени. Архангельск: Сев. геол. управление, 1939. 96 с.
- Зоричева А.И. Север Русской платформы / ред. Зоричева А.И. Геология СССР. Т. 2. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР. М.: Госнаучтехиздат, 1963. С. 79–99.
- Иголкина Н.С. О возрасте песчано-глинистых пород “Зимнего берега” Белого моря // Материалы по геологии Европейской территории СССР. Материалы ВСЕГЕИ. Новая серия. 1956. Вып. 14. С. 169–173.
- Иголкина Н.С. О возможности выделения Балтийского комплекса нижнего кембрия на севере Русской платформы // Геология Европейской территории СССР. Информационный сборник ВСЕГЕИ. 1959. № 11. С. 17–23.
- Иванцов А.Ю. Новый представитель дикинсонид из верхнего венда Зимнего берега Белого моря (Россия, Архангельская область) // Палеонтол. журнал. 1999. № 3. С. 3–11.
- Иванцов А.Ю. Vendia и другие докембрийские “артроподы” // Палеонтол. журнал. 2001. № 4. С. 3–10.
- Кальберг Э.А. Геологическое описание Онежского полуострова. Л.: Гостоптехиздат, 1940. 64 с.
- Кирсанов В.В. К вопросу о стратиграфии и корреляции отложений вендского комплекса на восточной окраине Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 6. С. 86–103.

- Кривцов А.И.* Нижний палеозой восточного склона Балтийского щита по новейшим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 4. С. 63–75.
- Кузьменко Ю.Т., Бурзин М.Б.* Стратиграфическая схема вендских отложений Московской синеклизы. Объяснительная записка. М.: РМСК, 1996. 46 с.
- Молин В.А., Буданов Г.Ф., Колода Н.А., Плотников М.А.* Пермские красноцветные формации севера Русской плиты. Л.: Наука, 1986. 112 с.
- Рагозина А.Л., Сиверцева И.А.* Микрофоссилии валдайской серии северо-запада Архангельской области / Ред. Соколов Б.С., Ивановский А.Б. Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 1. Палеонтология. М.: Наука, 1985. С. 139–144.
- Сиверцева И.А., Станковский А.Ф.* Новые данные по геологии верхневендских отложений северо-запада Архангельской области // Вест. Ленингр. ун-та. 1982. № 12. С. 30–40.
- Соколов Б.С.* О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 5. С. 21–31.
- Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М.* О стратиграфии валдайской серии Восточно-Европейской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1970. № 6. С. 3–13.
- Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М., Андреев С.П., Поликарпова Н.Т.* К литологии и индексации песчаниково-алевролитовых пачек и пластов валдайской серии Московской синеклизы // Тр. Геол. ин-та (г. Казань). 1970. № 30. С. 324–345.
- Станковский А.Ф., Синицин А.В., Шинкарев Н.Ф.* Погребенные траппы Онежского полуострова Белого моря // Вестн. Ленингр. ун-та. 1972. № 18. С. 12–20.
- Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Гриб В.П., Добейко И.П.* Венд Юго-Восточного Беломорья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 2. С. 78–87.
- Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Добейко И.П.* Венд Юго-Восточного Беломорья // Соколов Б.С., Федонкин М.А. (ред.) Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985. С. 67–76.
- Федонкин М.А.* Беломорская биота венда (докембрийская бесскелетная фауна севера Русской платформы). М.: Наука, 1981. 100 с.
- Федонкин М.А.* Систематическое описание вендских metazoa / Ред. Соколов Б.С., Ивановский А.Б. Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 1. Палеонтология. М.: Наука, 1985. С. 70–106.
- Якобсон К.Э., Кузнецова М.Ю., Станковский А.Ф. и др.* Рифей Зимнего Берега Белого моря // Сов. геология. 1991. № 11. С. 44–48.
- Allen P.A.* Hummocky cross-stratification is not produced purely under progressive gravity waves // Nature. 1985. V. 313. P. 562–564.
- Coleman J.M., Roberts H.H., Murray S.P., Salama M.* Morphology and dynamic sedimentology of the eastern Nile delta shelf // Mar. Geol. 1981. V. 42. P. 301–326.
- Galloway W.E.* Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units // AAPG Bulletin. V. 73. № 2. P. 125–142.
- Gehling J.G.* Environmental interpretation and a sequence stratigraphic framework for the terminal Proterozoic Ediacara Member within the Rawnsley Quartzite, South Australia // Precam. Res. 2000. V. 100. P. 65–95.
- Gerdes G., Klenke T., Noffke N.* Microbial signatures in peritidal siliciclastic sediments: a catalogue // Sedimentology. 2000. V. 47. P. 279–308.
- Grazhdankin D.V.* The Ediacaran genus Inaria: a taphonomic / morphodynamic analysis // N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 2000. V. 216. № 1. P. 1–34.
- Grazhdankin D.V., Ivantsov A.Yu.* Reconstruction of biotopes of ancient Metazoa of the Late Vendian White Sea Biota // Paleontol. J. 1996. V. 30. № 6. P. 676–680.
- Harms J.C., Southard J.B., Walker R.G.* Structures and sequences in clastic rocks. Calgary: SEPM, 1982. 249 p.
- Holmes C.W.* Geochemical indices of fine sediment transport, northwest Gulf of Mexico // J. Sedim. Petrology. 1982. V. 52. P. 307–321.
- Maizels J.K.* Sedimentology, paleoflow dynamics and flood history of jökulhlaup deposits: paleohydrology of Holocene sediment sequences in southern Iceland sandur deposits // J. Sediment. Petrology. 1989. V. 59. P. 204–223.
- Martin M.W., Grazhdankin D.V., Bowring S.A., et al.* Age of Neoproterozoic bilaterian body and trace fossils, White Sea, Russia: Implications for Metazoan evolution // Science. 2000. V. 288. P. 841–845.
- Mulder T., Syvitski J.P.M., Skene K.I.* Modeling of erosion and deposition by turbidity currents generated at river mouths // J. Sediment. Res. 1998. V. 68. № 1. P. 124–137.
- Myrow P.M., Southard J.B.* Tempestite deposition // J. Sediment. Res. 1996. V. 66. № 5. P. 875–887.
- Normark W.R., Piper D.J.W.* Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record / Ed. Osborne R.H. From shoreline to abyss: contributions in marine geology in honor of Francis Parker Shepard. Tulsa, Oklahoma: SEPM, 1991. P. 207–230.
- Nottvedt A., Kreisa R.D.* Model for the combined-flow origin of hummocky cross-stratification // Geology. 1987. V. 15. P. 357–361.
- Oertel G.F., Dunstan W.M.* Suspended-sediment distribution and certain aspects of phytoplankton production of Georgia, U.S.A. // Mar. Geol. 1981. V. 40. P. 171–197.
- Pirrus E.A.* Freshening of the Late Vendian basin on the East European Craton // Proc. Estonian Academy of Sciences, Geology. 1992. V. 41. № 3. P. 115–123.
- Popov L., Gorjansky V.* First record of Upper Cambrian from the eastern White Sea coast: new evidence from obolids (Brachiopoda) // GFF. 1994. V. 116. P. 31–35.
- Russell A.J., Knudsen Ó.* Controls on the sedimentology of the November 1996 jökulhlaup deposits, Skeiðarársandur, Iceland / Eds. Smith N.D., Rogers J. Fluvial sedimentology IV. Oxford: Blackwell, 1999. P. 315–329.
- Sahl L.E., Merrell W.J., McGrail D.W., Webb J.A.* Transport of mud on continental shelves: Evidence from the Texas Shelf // Marine Geology. 1987. V. 76. P. 33–43.
- Seilacher A., Reif W.-E., Westphal F.* Sedimentological, ecological and temporal patterns of fossil Lagerstätten // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1985. V. B311. P. 5–23.

Swift D. J. P., Hudelson P.M., Brenner R.L., Thompson P. Shelf construction in a foreland basin: storm beds, shelf sandbodies, and shelf-slope depositional sequences in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Book Cliffs, Utah // *Sedimentology*. 1987. V. 34. P. 423–457.

Swift D.J.P., Phillips S., Thorne J.A. Sedimentation on continental margins, IV: lithofacies and depositional systems / Eds. Swift D.J.P., Oertel G.F., Tillman R.W., Thorne J.A. Shelf sand and sandstone bodies: geometry, facies, and sequence stratigraphy. Oxford: Blackwell, 1991. P. 89–152.

Syvitski J.P.M., Farrow G.E. Structures and processes in bayhead deltas, Knight and Bute Inlets, British Columbia // *Sedim. Geol.* 1983. V. 36. P. 217–244.

Walker R.G., Duke W.L., Leckie D.A. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: Discussion // *Geol. Soc. America Bull.* 1983. V. 94. P. 1245–1251.

Wright L.D., Coleman J.M. Mississippi River mouth processes: effluent dynamics and morphologic development // *J. Geol.* 1974. V. 82. P. 751–778.

Рецензенты М.А. Семихатов, М.А. Федонкин