IUGS
UNESCO
IGCP

ФАЦИИ И СТРАТИГРАФИЯ ВЕНДА И КЕМБРИЯ ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ФАЦИИ И СТРАТИГРАФИЯ ВЕНДА И КЕМБРИЯ ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE ESTONIAN S.S.R.
INSTITUTE OF GEOLOGY

Soviet — Polish working group
(Problem of cambrian — precambrian boundary)

VENDIAN AND CAMBRIAN FACIES AND STRATIGRAPHY OF THE WESTERN PART OF EAST-EUROPEAN PLATFORM

TALLINN 1986

АКАДЕМИЯ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ПОЛЬСКО-СОВЕТСКАЯ РАБОЧАЯ ГРУППА
ПО ПРОБЛЕМЕ «ГРАНИЦА КЕМБРИЯ И ДОКЕМБРИЯ».

ФАЦИИ И СТРАТИГРАФИЯ ВЕНДА И КЕМБРИЯ ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ТАЛЛИН 1986

54
Ф 29

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН ЭССР проф. А. В. Раукас, член-корреспондент АН ЭССР, доктор геолого-минералогических наук Д. Л. Кальо (председатель), доктор геолого-минералогических наук Р. М. Мянниль, кандидаты геолого-минералогических наук Х. А. Вийдинг, Э. Р. Клааманн (секретарь), А. М. Мийдел, Э. А. Пиррус.

Ответственный редактор Э. А. Пиррус.

Академия наук Эстонской ССР, Институт геологии, Польско-советская рабочая группа по проблеме «Граница кембрия и докембрия». **Фации и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы.** На русском, эстонском и английском языках. Редакционно-издательский совет АН ЭССР, Таллин.

Редактор Л. Левина. Технический редактор С. Кукушкина. Сдано в набор 13. 11, 85. Подписано в печать 22. 07. 86. МВ-06100. Бумага № 1. Формат 70×108/16. Печатных листов 11,5+0,25 вклейки. Условно-печатных листов 16,10+0,35 вклейки. Учетно-издательских листов 16,55. Тираж 500. Заказ № 4373. Цена 2.80. Типография им. Х. Хейдеманна, Тарту, ул. Юликооли, 17/19. I.

Ф $\frac{1904040000-92}{906(16)-86}$ 30—00

© Академия наук Эстонской ССР, 1986

ПРЕДИСЛОВИЕ

Начатое в 1971 году сотрудничество между специалистами СССР и Польской Народной Республики по исследованию верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы дало ощутимые результаты. С близких методологических позиций была проведена ревизия всех основных групп организмов, остатки которых зафиксированы в этих отложениях. Полученные данные легли в основу единых стратиграфических концепций расчленения и корреляции разрезов. Были также выявлены основные этапы и черты палеогеографического развития всей территории Восточно-Европейской платформы. Соответствующие материалы обобщены в трехтомной монографии, изданной в Москве в 1979—1980 гг. Однако в этих публикациях, играющих несомненно важную роль в развитии данной области науки, остались малоосвещенными конкретные фациальные переходы в изучаемых отложениях, что, естественно, вызвало определенные ограничения при точной корреляции разнофациальных толщ и, соответственно, при разработке представительных литогенетических и палеогеографических реконструкций. Поэтому, по единому мнению специалистов СССР и ПНР, в 1979—1981 годах особое внимание было уделено именно фациальным особенностям строения разрезов. Материалы по этой тематике обсуждались на очередном симпозиуме рабочей группы в Таллине (сентябрь, 1981). Они и составляют основу настоящего тематического сборника.

Сложные вопросы фациальной изменчивости отложений неразрешимы без проведения специальных исследований, которые в столь сжатые сроки полностью реализовать не удалось. Однако в распоряжении авторов все же оказалось довольно много в большей или меньшей степени обработанного материала, что и вызвало необходимость опубликования настоящего сборника — прежде всего для ориентации специалистов при проведении дальнейших исследований. Таким образом, сборник представляет собой очередной, четвертый том совместных советско-польских исследований в области стратиграфии и литологии верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. Составители надеются, что данная работа будет содействовать широкому обсуждению первых полученных результатов.

Э. Пиррус

УДК 551.7.022 : 551.72+551.732(474)

К. Менс, Э. Пиррус

СЕВЕРО-ПРИБАЛТИЙСКИЙ ФАЦИАЛЬНЫЙ ПРОФИЛЬ ВЕНДА И КЕМБРИЯ

Субширотный Северо-Прибалтийский фациальный профиль является одним из наиболее полных и представительных разрезов фациальной изменчивости для отложений верхнего венда (валдайская серия) и для низов нижнего кембрия (балтийская серия). Более молодые подразделения кембрия не так представительны: они сложены преимущественно песчано-алевритовыми фациями, которые прорезаны многочисленными поверхностями перерывов, что мешает выяснению картины внутрибассейнового распределения осадков в целом.

Валдайская и балтийская серии на рассматриваемой территории представлены довольно богатой гаммой отложений гумидной зоны осадконакопления, начиная с высокодисперсных однородных глин наиболее тиховодных фаций и кончая грубозернистыми песчаными или гравийно-конгломератовыми отложениями литоральной зоны осадконакопления (даже образованиями субконтинентальных потоков). Ограниченные поверхностями крупных, обычно легко устанавливаемых перерывов, основные литостратиграфические подразделения данного разреза легко обосабливаются друг от друга, ввиду чего латерально выявляемая фациальная изменчивость в их пределах трактуется чаще всего однозначно.

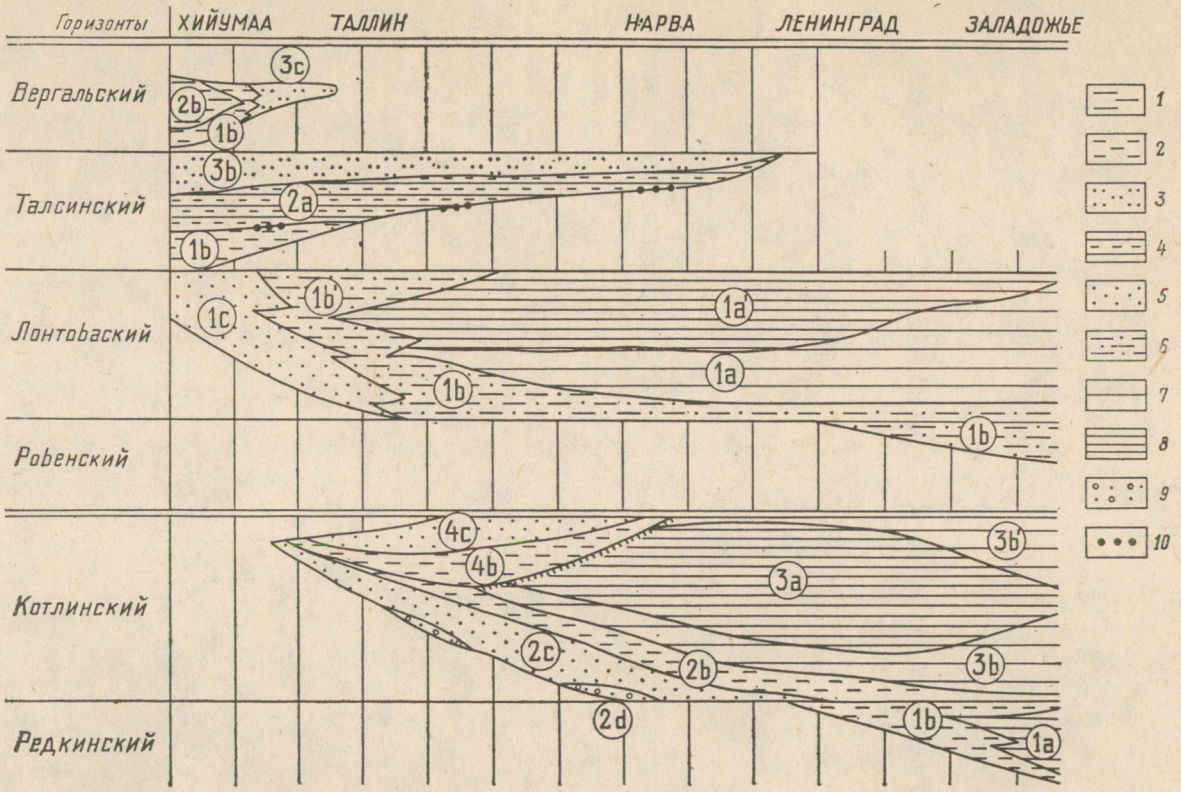
Основные литологические особенности данного профиля, проходившего вдоль южной границы Балтийского щита, изложены в соответствующем разделе II тома ранее опубликованной монографии (Менс, Пиррус, 1979). В нашей статье в основном приведены материалы, непосредственно касающиеся фациальных закономерностей развития осадконакопления в регионе.

ВЕНДСКИЙ КОМПЛЕКС

ВАЛДАЙСКАЯ СЕРИЯ

КОТЛИНСКИЙ ГОРИЗОНТ

Разрез вендских отложеинй имеет сложное строение и весьма пеструю фациальную структуру (рисунок). Однако, при первом приближении, встречаемые тут отложения все же можно разделить между двумя главными фациальными рядами, отчетливо разобщенными в пространстве. Это фациальный ряд бассейновых сероцветных, преиму-



Северо-Прибалтийский фациальный профиль венда и кембрия.

Фации: 1 — глин и алевролитов, 2 — алевролитов с прослоями глин, 3 — алевролитов, 4 — глин и алевролитов (переслаивание в виде выдержанных слоев), 5 — песчаников, 6 — песчаников и глин, 7 — алевролитовых глин, 8 — высокодисперсных глин, 9 — неотсортированных (микстолитовых) пород, 10 — линзы конгломерата. Более подробная характеристика выделенных фаций приведена в тексте (см. буквенно-цифровое обозначение).

щественно глинистых отложений (котлинская свита) и фациальный ряд разнозернистых пестроокрашенных отложений проблематического бассейнового или субконтинентального характера (гдовская и воронковская свиты). Границы между этими фациями достаточно четкие, хотя некоторые признаки одного фациального ряда иногда могут встречаться и в породах другого (пятнистая красноцветность, тонкая ритмическая слоистость и др.).

Смена фациальных рядов в пределах валдайской серии закономерно прослеживается как по вертикали, так и по горизонтали. Так, началу и концу накопления серии соответствуют на большой территории образования пестроокрашенного субконтинентального фациального ряда. Эти же отложения преобладают и в западной части территории, где нисходящие движения выражены относительно слабо даже во время наибольшего погружения региона — в середине котлинского времени. Бассейновые сероцветные глинистые отложения приурочены, наоборот, к середине серии и обладают существенным объемом по всему разрезу только на востоке рассматриваемого профиля. Такая же смена фаций, но более низкого порядка, наблюдается и в пределах обоих фациальных рядов. Так, к основанию гдовской свиты в низах серии приурочена фация делювиально-пролювиально перемешанных продуктов коры выветривания кристаллического фундамента (см. рисунок, фация 2d), которая развивается лишь пятнисто. За ней следует фация развития разнозернистых слабоокатанных кварцево-полевошпатовых песков — продукта интенсивного размыва и переноса менее выветрелых пород кристаллического основания (2c). Широкое латеральное распространение и переслаивание этих песков с пестроокрашенными глинами и алевролитами не оставляет сомнения в том, что отложения эти наверняка слагались в водоеме бассейнового типа с высокой гидродинамической активностью среды седиментации. По мере углубления трансгрессии данная фация заменяется преимущественно алевритовыми и глинистыми отложениями со сложными волнисто-слоистыми текстурами и сочетанием различных тонов окраски, обусловленных пигментацией, которую дают дисперсные окисные соединения железа (2b). Принципиально такими же пестроокрашенными алевролитами-глинами (4b) начинается снизу регрессивно построенная воронковская свита, которая вверх по разрезу переходит в фацию сравнительно мелководных песчаников (4c). От подстилающих гдовских песчаников эти отложения отличаются высокой минералогической зрелостью кластогенного компонента. В латеральном плане наблюдается постепенное повышение роли песчаной и соответственное уменьшение роли глинисто-алевритовой фракции в западном направлении — т. е. к зоне преобладания более мелководных обстановок седиментации.

Закономерные изменения наблюдаются и в пределах сероцветного бассейнового ряда фаций. В его базальной части развит 10—30 метровый комплекс переслаивания неясно слоистых алевролитов и алевритовых глин (3b). Вверх по разрезу эти породы постепенно замещаются однородными тонкодисперсными глинами (3a), имеющими обычно тонколенточную текстуру. В верхней части данного фациального ряда опять наблюдается укрупнение состава отложений: появление алевритовых глин и самостоятельных прослоев алевролитов, исчезновение регулярной тонколенточной текстуры, появление редкой пятнистой красноцветности на отдельных участках пород и т. д. (3b'). К востоку — по мере увеличения общей мощности котлинского горизонта — данная часть разреза сильно возрастает, а в районе Зала-

дожья (скв. Куневичи, Усадище) почти сливается с нижним комплексом алевролитов и глин в одно целое. К западу сероцветные отложения выклиниваются (см. рисунок).

Таким образом, бассейн накопления отложений котлинского горизонта имеет в данном фациальном профиле явное асимметричное строение: в то время как к востоку происходит очень медленное, выдержанное замещение наиболее тонкодисперсных глин максимума погружения бассейна более мелко- и неспокойноводными глинисто-алевритовыми отложениями другой фации того же водоема, к западу происходит весьма резкое, обусловленное крупными перерывами седиментации замещение их отложениями хорошо аэрируемой зоны осадконакопления, где накопились как разнозернистые песчаные отложения, так и глинисто-алевритовые бескарбонатные красноцветы. В какой-то части оба фациальных ряда синхронны между собой, в какой-то части нет. О последнем свидетельствует залегание воронковой свиты на коре выветривания сероцветных глин на весьма обширной площади. Однако, в пределах изучаемого периода — котлинского времени — все эти ассоциации пород отражают различные, контрастные, но по времени существования все же довольно близкие фациальные обстановки, сопоставление которых для разрешения поставленной задачи вполне оправдано.

Ниже мы рассмотрим распределение некоторых компонентов, носящих основную стратиграфическую информацию в данных фациях.

I. Органогенный компонент

Фаунистические остатки на данном фациальном профиле почти не установлены. Две проблематические находки, принадлежащие, возможно, к отпечаткам мягкотелой фауны эдиакарско-беломорского типа, обнаружены нами лишь на востоке профиля (скв. Куневичи, гл. 328,8 и 345,0 м — см. табл. LXIII, 4, в кн.: Палеонтология..., 1979) в фациальном ряду сероцветных отложений, в породах с признаками обмеления бассейна (3b'). Учитывая большое число изученных скважин (около 200) и обнажений (5) на данном профиле, можно с уверенностью сказать, что зона накопления пестроокрашенных (субконтинентальных) отложений была безжизненной в смысле развития тут метазоа. Об этом свидетельствует и полное отсутствие каких-либо следов жизнедеятельности донных илороющих организмов, для сохранения которых, благодаря тесному переслаиванию разнозернистых пород, существовали благоприятные условия. То же можно сказать и об однородной толще ляминаритовых глин (3a), в которых ни фаунистические остатки, ни следы их жизнедеятельности не обнаружены. Однако причина отсутствия жизни тут иная. На наш взгляд — это быстрые темпы накопления глинистой взвеси в данном бассейне, ввиду чего вода в нем стала представлять собой фактически непрозрачную суспензию, препятствующую жизнедеятельности донных организмов, а также явное отклонение химического состава воды от нормально-морского до сильно опресненного. Отметим, что в данных отложениях полностью отсутствуют минеральные индикаторы морского типа литогенеза, а состав глинистого компонента и присутствие сидерита, наряду с некоторыми другими общегеологическими данными, прямо указывают на опресненность вод среды седиментации. Только в самой восточной части рассматриваемого профиля — в более мелководных фациях — время от

времени могли возникать условия, благоприятные для жизни животных организмов на дне бассейна.

Микрофитофоссилии также весьма строго подчиняются фациальному контролю: все стратиграфически представительные комплексы этих органических остатков обнаружены до сих пор в фациях сероцветного бассейнового ряда (Волкова, 1968, 1973; Пашкявичене, 1980). В пестроокрашенных отложениях комплексы акритарх, как правило, не устанавливаются. Они зафиксированы только в самых глинистых прослоях верхов гдовской свиты (2b) на востоке Эстонии (скв. Синимяэ, гл. 212,5—220,3 м; скв. Мерикюла, гл. 181,0—181,5 м), где эти отложения уже сероцветные, с редкими пятнами и уровнями фиолетово-бурой окраски. Детальные микрофитологические исследования на преимущественно сероцветном разрезе воронковской свиты в стратотипическом разрезе на реке Воронка позволили обнаружить в этих слоях лишь отдельные формы лейосферид.

В распределении макроскопических остатков водорослей также наблюдается весьма четкая фациальная приуроченность: они полностью отсутствуют в фациях пестроцветного ряда и приурочены к наиболее тонкодисперсным глинам сероцветного фациального ряда. При этом они распределены по разрезу очень неравномерно: отдельные интервалы с многочисленными лентами вендотенид чередуются с большими участками глины, не содержащей остатков водорослей. По визуальным оценкам нам кажется, что количественная роль этих растительных остатков возрастает в восточном направлении, поскольку эти остатки встречаются там и в фациях 3b и 3b' — в прослоях глин с тонколенточной текстурой.

В общих чертах количество остатков вендотенид коррелируется и количеством бесструктурного органического вещества — бесформенных сапропелиевых пленок в этих глинах. Это свидетельствует о том, что общий баланс органического вещества в бассейне накопления котлинской свиты был весьма высоким, несмотря на неблагоприятные экологические условия для обитания организмов (глинистое дно, малая прозрачность воды и др.).

При сравнении уровня содержания органического вещества в сероцветных фациях котлинского горизонта (0,3—0,7%, по данным Л. Я. Битюковой) с уровнем его содержания в тонкослоистых глинах нижележащего редкинского горизонта (визуально), можно заметить, что первые в какой-то степени обеднены первичной органикой, или этот материал существенно подавлен более интенсивно поступающим алевритово-глинистым материалом. Расцвет водорослевой органики в отдельные отрезки редкинского времени (1a) был бурным, ввиду чего богатые органикой уровни в этих слоях имеют иногда и прямое маркирующее стратиграфическое значение.

II. Минеральный компонент

А. Кластогенные минералы

Среди этой группы рассмотрим распределение аллотигенных минералов крупноалевритовой размерности (0,1—0,05 мм), изученное с применением иммерсионного метода в легкой ($< 2{,}9$ г/см^3) и тяжелой ($> 2{,}9$ г/см^3) подфракциях. Можно отметить, что особенности фациального распределения этих минералов в отложениях обоих фациальных рядов, за исключением базальных линз делювиально-пролювиальной

фации (2d), подчиняются общим законам бассейнового осадконакопления, где, согласно наблюдениям по современным водоемам, ведущим фактором является динамическая обстановка накопления осадков (Невесский, 1967; Лонгинов, 1973 и др.).

В легкой подфракции крупноалевритовой размерности господствуют обычные аллотигенные минералы: кварц, полевые шпаты и слюды. Взаимоотношения этих минералов по фациям и разнотипным породам весьма сложны. Более отчетливые тенденции устанавливаются по вертикальному разрезу. Так, базальные образования валдайской серии (2d) и регрессивная часть этой серии (4c) существенно обеднены малоустойчивыми полевыми шпатами и слюдами (биотитом). Высокие содержания слюд приурочены к породам сероцветных фаций и к более глинистым интервалам пестроцветного ряда (2b, 4b). В латеральном плане фациальные изменения минерального состава затушевываются изменением гранулометрического спектра отложений. Однако с запада на восток — т. е. от мелководных к более глубоководным отложениям — все же прослеживается возрастание содержания полевых шпатов.

Среди тяжелых аллотигенных минералов преобладает ильменит и циркон, за которыми следуют титансодержащие (рутил, сфен и трудноопределимые) и малоустойчивые минералы (амфиболы, пироксены, минералы группы эпидота). Сравнительно мало и нередко спорадически обнаруживаются турмалин, гранат, апатит, дистен и ставролит. По площадному распределению среди названных минералов можно отметить три группы.

В первую группу входят минералы с высокой плотностью, устойчивые к транспортировке — ильменит, циркон и титансодержащие. Их высокие содержания наблюдаются в отложениях мелководной, гидродинамически активной обстановки осадконакопления. К этим отложениям относятся все образования пестроокрашенного фациального ряда. По направлению к отложениям сероцветного ряда (особенно ближе к его тонкодисперсным разностям) количество минералов первой группы уменьшается. Вторую группу составляют минералы меньшей плотности — турмалин и малоустойчивые, повышенные содержания которых наблюдаются, наоборот, в отложениях сероцветного фациального ряда, т. е. в образованиях зоны наибольшего погружения региона в середине котлинского времени. Третья группа состоит из граната, апатита и дистена. В распределении этих минералов отчетливой фациальной зависимости не наблюдается.

Таким образом, аллотигенные минералы по-разному чувствительны к фациальным обстановкам осадконакопления, что необходимо учитывать при их использовании в палеогеографических и стратиграфических реконструкциях.

Б. Глинистые минералы

Состав глинистой составляющей отложений различных фациальных обстановок подчиняется довольно простым и закономерным изменениям. Пестроцветный фациальный ряд характеризуется двухкомпонентной гидрослюдисто-каолинитовой ассоциацией глинистых минералов. В латеральном плане наблюдается некоторое увеличение роли каолинита к западу — в направлении зоны с более выдержанным прибрежно-литоральным режимом осадкообразования. Однако более отчетливые изменения наблюдаются по вертикальному разрезу. Так, в верхних членах фациального профиля венда (4b, 4c) повышается, как было уже

отмечено, общая минеральная зрелость отложений. Следовательно, в составе глинистых минералов преобладающим становится каолинит. В сероцветных фациях данного профиля главенствующим минералом становится гидрослюда, к которой кроме отмеченного каолинита прибавляется еще и хлорит в количестве 5—20%. Наблюдается отчетливая закономерность возрастания роли каолинита в фациях переслаивания глин и алевролитов (3b, 3b'), а также возрастание количества хлорита в восточном направлении. Подробнее вопросы фациального распределения глинистых минералов рассмотрены нами в специальной публикации (Пиррус, 1983).

Все свидетельствует о том, что ассоциации глинистых минералов из-за своей фациальной изменчивости не могут быть использованы при стратификации котлинского горизонта. Однако рассматриваемые ассоциации все же отчетливо отличаются от типового состава глинистых минералов — как в подстилающих редкинских отложениях, где существенную роль играют смешанослойные образования, так и в вышележащих морских образованиях кембрия, где резко подавлена роль каолинита. Следовательно, общее маркирующее значение для грубых стратиграфических построений эти минералы все же сохраняют.

В. Аутигенные минералы

Аутигенные минеральные образования прямо указывают на конкретные гидрохимические условия формирования отложений на дне бассейна и поэтому они наиболее чувствительны к изменениям фациальной обстановки. Так, субконтинентальный пестроцветный фациальный ряд, на породах которого не выработался уравновешенный профиль диагенеза, вообще не обладает характерными аутигенными минералами. Единственным является тонкодисперсный гематит, который пропитывает все глинистые породы данной фации, придавая им повышенное содержание окисного железа, доходящее иногда до 13—15%. Однако этот гематитовый пигмент может быть назван аутигенным лишь условно, так как часть его привносилась в бассейн седиментации уже в готовом виде — в качестве тонкодисперсного продукта сноса гумидной коры выветривания. Этот тип минерализации полностью отсутствует в сероцветном ряду котлинского горизонта и исчезновение его является одним из главнейших признаков разграничения данных фаций.

Интересно отметить, что все более поздние проявления окисления в отложениях вендского разреза данного профиля представлены уже другим минералом — гетитом, который пропитывает как сероцветные, так и красноцветные отложения в виде коричневато-желтой охры. Уровни пропитывания пород гетитовой охрой заслуживают в разрезе особого внимания, так как они позволяют не только выявлять поверхности выветривания, малозаметные обычно в осадочных породах, но и проводить синхронизацию отдельных слоев на большой территории зоны осадконакопления.

Сероцветный фациальный ряд котлинского горизонта содержит очень характерный аутигенный минерал — сидерит, который встречается как в виде крупных линзо- или слоевидных, реже изометрических конкреций, так и в виде шаровидных микроконкреций, цемента и мельчайших дискретных зерен минерала. К настоящему времени выявлены все основные особенности этой минерализации (Пиррус, 1981). Мы знаем, что максимум конкреционного сидеритообразования приурочен к наи-

более тонкодисперсным глинам разреза (3а), а территориально — к западным районам Ленинградской области.

В фациях с переслаиванием глин и алевролитов (3b, 3b′) линзовидные и слоевые конкреции сидерита почти не развиваются. В массивных разновидностях глин этих фаций нередко наблюдается скопление мелких шаровидных микроконкреций, имеющих нередко пиритовое ядро. При этом наблюдается интересная закономерность: к западу от зоны максимального распространения фации 3а эти микроконкреции сидерита встречаются гораздо реже, чем к востоку от нее — в зоне постепенного перехода тонкослоистых ляминаритовых глин в фацию преобладания глин с массивной текстурой и с прослоями крупнообломочных алевролитов.

Другие аутигенные минералы сероцветного фациального ряда — сульфиды железа, свинца и цинка, а также вторичные окислы марганца всегда связаны с сидеритовыми образованиями и самостоятельного стратиграфического значения не имеют. В верхней части разреза горизонта встречаются участки аутигенного шамозита, который возник, вероятно, путем преобразования исходного каолинитового вещества (Пиррус, 1973).

Подводя итоги по вендскому разрезу в целом, видим, что данный фациальный профиль демонстрирует ряд интересных особенностей распределения как органогенных, так и минеральных компонентов отложений, которые должны быть учтены в стратиграфической работе.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

БАЛТИЙСКАЯ СЕРИЯ

ЛОНТОВАСКИЙ ГОРИЗОНТ

Отложения балтийской серии представлены на данном фациальном профиле в основном лонтоваским горизонтом. Образования ровенского горизонта распространены в небольших мощностях лишь на самом востоке территории (см. рисунок) и представительного профиля в латеральном плане не имеют.

В строении лонтоваского горизонта много аналогичного строению котлинского горизонта венда: вырисовываются трансгрессивная и регрессивная части профиля, участки наибольшего погружения территории тяготеют к востоку и т. д. В этом отражается известная общность структурных планов валдайского и балтийского осадконакопления.

Однако балтийская серия, в отличие от валдайской, представлена единым фациальным рядом отложений морского генезиса. Смена фаций по вертикальному разрезу образует крупный, хорошо выраженный циклит (Менс, 1981). Его базальная часть сложена комплексом переслаивания песчаников, алевролитов и глин, содержащих глауконит и гальки фосфатизированных пород (1b). Фациально — это наиболее мелководные отложения горизонта, соответствующие начальной фазе трансгрессии. Такие неспокойные условия седиментации вверх по разрезу постепенно сменяются более спокойными, что отражается в образовании толщи зеленовато-серых глин, включающих пленки и гнезда алевролитового, реже песчаного материала (1а). По мере развития трансгрессии осаждающийся материал становится еще более тонкодисперсным и образующиеся осадки приобретают пестроцветность из-за

неполного восстановления первичных окислов железа в условиях недостатка разложившегося органического вещества (1a′).

После формирования этой части разреза исследуемая территория стала подниматься, что привело к образованию отложений регрессивной фазы развития бассейна (1b′). Они сложены переслаиванием сероцветных глин и алевролитов, которые сохранились от последующей денудации лишь на западной части рассматриваемого профиля (Менс, Пиррус, 1977). Отложения отдельных фаз трансгрессивно-регрессивного цикла седиментации на местных стратиграфических схемах Эстонии выделены в ранг пачек.

Существенно иную характеристику имеет лонтоваский горизонт на западе рассматриваемого профиля, где отложения представлены воозиской свитой (Кала и др., 1981). Низы этой свиты сложены сравнительно мелкозернистыми, но слабоотсортированными песчаниками, включающими лишь редкие маломощные прослои и линзы глин, и содержащими (изредка) зерна глауконита. Литологические особенности и палеонтологическая характеристика отложений указывают на накопление этого комплекса осадков (1c) в литоральных или прибрежно-мелководных условиях. Выше залегает пачка более глубокозернистых песчаников, которые содержат многочисленные зерна глауконита и гальки фосфатизированных пород, а также более мощные и выдержанные прослои глин (1b). Венчается разрез воозиской свиты пачкой чередования глин и алевролитов (1b′). Небезынтересно отметить, что смена глинистых отложений лонтоваской свиты песчаными породами воозиской свиты начинается прежде всего на нижних уровнях разреза горизонта. Так, к западу от меридиональной линии Таллина имеются разрезы, низы которых уже сложены отложениями воозиской свиты, а верхние интервалы представлены еще тонкодисперсными пестроцветными глинами третьей пачки и чередованием глин и алевролитов четвертой пачки лонтоваской свиты.

Постоянство общей мощности горизонта на большой территории, наличие отчетливых поверхностей перерыва в подошве и в кровле горизонта и богатый фактический материал по органогенным и минеральным компонентам говорят о реальности представленного строения данного профиля и надежно обосновывают синхронность фаций в пределах горизонта. Некоторое исключение может представлять собой только самая западная фация (1c), в которой отсутствуют прямые палеонтологические доказательства для отношения ее к лонтоваскому горизонту. Однако анализ структурного плана отложений подтверждает верность нашего решения.

Представленный фациальный профиль лонтоваских отложений очень удобен для выяснения фациальной приуроченности органических остатков и минеральных компонентов пород, поскольку здесь хорошо прослеживаются переходы широкой гаммы пород — от песчаных литорально-прибрежных отложений на западе до глинистых, образовавшихся далеко от берега бассейна, на востоке.

I. Органогенный компонент

А. Скелетная фауна

Остатки скелетной фауны в лонтоваском горизонте на южном склоне Балтийского щита представлены несколькими видами сабеллидитид, пятью видами аннелид, среди которых наиболее характерны пла-

тисоленитиды, одним видом гастропод, вероятно, несколькими родами хиолитов, хитиноидными рогообразными склеритами неясного систематического положения и беззамковыми брахиоподами.

Анализ материала по этим окаменелостям позволил установить определенную закономерность в вертикальном распределении отдельных органических остатков (Менс, Пости, 1982). Так, хиолиты, беззамковые брахиоподы, *Platysolenites antiquissimus* Eichw. и *Yanichevskyites petropolitanus* (Yan.), встречаются по всему разрезу горизонта. Сабеллидитиды, хитиноидные рогообразные склериты, *Onuphionella* sp., *P. lontova* Öpik, *P. spiralis* Posti и *Aldanella kunda* (Öpik) распределены в определенной последовательности, что служит хорошим основанием для внутреннего расчленения горизонта на более подробные подразделения. Изменения совокупности ископаемых организмов в фациальном плане менее значительны, чем изменения по разрезу. Наиболее четко обнаруживаются они у хитиноидных рогообразных склеритов, которые развиты только в глинистых пачках, образовавшихся при спокойноводном режиме осадконакопления (1a, 1a′). В какой-то степени фациальная приуроченность наблюдается и у платисоленитид: они не обнаружены в литорально-прибрежных отложениях на западе республики (1c), а также в песчаных прослоях фаций, формировавшихся в гидродинамически активных условиях (1b, 1b′).

Б. Ихниты

Ископаемые следы жизнедеятельности организмов имеют значительное преимущество по сравнению с другой ископаемой фауной — они не подвергаются переработке или транспортировке подобно твердым частям организмов, а многие из них маркируют весьма узкий диапазон фациальных условий. По фациальному профилю лонтоваского горизонта южного склона Балтийского щита собран к настоящему времени богатый материал об ихнитах, однако, он только частично описан (Палий, Пости, Федонкин, 1979).

По вещественному составу ихниты лонтоваского горизонта делятся на две группы: одни сложены кластогенным материалом преимущественно алевритовой размерности, другие — в основном пиритовыми кристаллами разной величины (т. н. «пиритизированные следы жизнедеятельности организмов»). В первой группе, в зависимости от расположения их длинной оси относительно слоистости породы выделены горизонтально или субгоризонтально расположенные формы, которые ниже обозначены как *Planolites*, и вертикально или субвертикально расположенные формы, обозначенные как *Skolithos*.

В песчаных отложениях на западе Эстонии (1c) обнаружены лишь единичные ихниты типа *Planolites* диаметром 1—3 мм, что свидетельствует о крайне редкой встречаемости в литоральной обстановке соответствующих условий обитания и сохранения мягкотелых метазоа. Отложения зоны активных гидродинамических условий (Ib, Ib′) характеризуются разнообразными, но немногочисленными ихнитами. Здесь обнаружены состоящие как из алевритового материала, так и из пирита следы их жизнедеятельности (последние приурочены к глинистым интервалам разреза). Среди ихнитов алевритового заполнения встречаются представители типа *Planolites* диаметром от 1 до 10 мм, а также представители типа *Skolithos*. При этом *Skolithos* является типичной формой именно для этой фации, а в сопредельных фациях они обнаруживаются лишь в виде единичных экземпляров. В отложениях

тиховодного режима седиментации (1а), где явно господствовало глинонакопление, следов жизнедеятельности организмов много. При этом преобладают горизонтально расположенные пиритизированные следы жизнедеятельности, которые вместе с *Planolites* свидетельствуют о спокойных условиях осадконакопления. На участках, наиболее удаленных от берегов бассейна (1а), в сообществе ихнитов появляются еще меандирующие формы. Они, по мнению А. Сейлахера (Seilacher, 1967), образовались в условиях тиховодной седиментации, когда организмы не были вынуждены рыть защитные норки и таким образом могли выработать экономный режим питания на дне водоема.

В. Акритархи

Зависимость состава и численности микрофитофоссилий от фациальной обстановки осадконакопления на материале лонтоваского горизонта подробно изучалась (Менс, Пашкявичене, 1981). Согласно полученным данным, видовый состав и численность экземпляров в сообществе акритарх, кроме фациальных условий седиментации, определяется не только литологическим типом изучаемого образца, но также его окраской и строением проанализированного интервала.

Наиболее богатые сообщества акритарх приурочены к глинистым породам, в то время как переслаивающиеся ими песчаные породы содержат мало акритарх или вообще лишены их. В самих глинистых породах зеленовато-серые и фиолетовые разновидности содержат близкое количество акритарх, а интенсивно пестроокрашенные или красно-бурые уровни характеризуются их пониженным содержанием. Пробы, взятые из выдержанных и мощных слоев глин, содержат всегда больше акритарх, чем линзовидные и тонкие их прослои. Характер сообщества акритарх зависит также от положения изученного интервала относительно трансгрессивно-регрессивных фаз цикла осадконакопления: наиболее представительные комплексы акритарх приурочены к отложениям максимальной трансгрессии.

В фациальном плане распределение акритарх также подвергается четкой закономерности. Так, акритархи полностью отсутствуют в прибрежно-латеральной фации (1с). Отложения мелководной гидродинамически активной фации (1b и частично 1b′) характеризуются обилием лейосферид и сравнительно часто встречаемыми тасманитесами. Спокойноводные и удаленные от берега бассейна фации (1а, 1а′) содержат многочисленные акритархи, среди которых маргинатные формы и лейосфериды находятся почти в равных количествах.

II. Минеральный компонент

А. Кластогенные минералы

Минеральный состав кластогенного компонента пород лонтоваского горизонта изучен иммерсионным методом в крупноалевритовой фракции (0,1—0,05 мм), предварительно сепарированной в бромоформе (уд. в. 2,9 г/см^3) на легкую и тяжелую подфракции.

В легкой подфракции преобладают аллотигенные минералы, составляющие нередко более 95% ее объема. Они представлены кварцем, полевыми шпатами и слюдами. При этом в песчаных и алевритовых породах всегда доминирует кварц, а в глинистых разностях нередко на первый план выходят минералы группы слюд. В тяжелой подфрак-

ции роль аллотигенных минералов изменчива; их содержание варьируется от 75% до долей % и тесно связано с литологическим типом проанализированного интервала. В составе прозрачных аллотигенных минералов доминирует циркон, сопровождаемый гранатом, турмалином, титансодержащими минералами и апатитом. Второстепенными являются амфиболы, пироксены, эпидот, ставролит, дистен и корунд.

Основные черты латерального распределения отдельных аллотигенных минералов кластогенного компонента в лонтоваских отложениях в пределах Эстонии рассмотрены в специальной работе (Менс, 1983).

Анализ имеющихся материалов показал, что минеральный состав древних отложений во многом зависит от строения разреза — помимо механической дифференциации кластогенного материала, проходящей под влиянием гидродинамических процессов и преимущественно определяющей ассоциацию кластогенных минералов в современных водоемах (Невесский, 1967; Лонгинов, 1973 и др.). Так, на набор минералов и их соотношения влияет стратиграфическая полнота разреза, которая отражает совершенство и сохранность его цикличного строения. Это связано прежде всего с тем, что в различные фазы трансгрессивно-регрессивного хода осадконакопления в бассейн из области сноса поступает химически разнообработанный материал, обуславливающий степень зрелости минерального состава кластогенного компонента. Кроме того, строение разреза, в частности соотношение литологических типов пород и характер их переслаивания, влияет на интенсивность постседиментационных изменений минерального состава. Так, например, возрастание содержания ильменита (> 60%) в отложениях спокойноводной и удаленной от берега фации (1a, 1a′) объясняется именно этим фактором, поскольку движение межпластовых вод, обуславливающих лейкоксенизацию ильменита, ограничено из-за незначительной мощности и невыдержанности прослоев песчаника в мощной толще глин.

Однако следует отметить, что вторичные преобразования аллотигенных минералов в лонтоваских отложениях на рассматриваемой территории не особенно существенны и представлены главным образом лейкоксенизацией ильменита, растворением граната и малоустойчивых минералов (амфиболы, пироксены, группа эпидота), а также анатазообразованием на базе титансодержащих минералов.

Б. Глинистые минералы

Глинистая фракция отложений лонтоваского горизонта в целом соответствует нормально-морским образованиям платформенного типа гумидных климатических зон: преобладающим является гидрослюда с постоянным присутствием небольших количеств хлорита, и в меньшей степени — каолинита. Разбухающая фаза представлена в отложениях лонтоваского горизонта в очень небольших количествах и связана она, прежде всего, с сильно деградированными разновидностями гидрослюд. Количество этой фазы несколько увеличивается при ультратонком фракционировании глин — при выделении фракции < 0,0002 мм, как показали исследования В. Пралова (Pralow, 1938). Распределение этих минералов по разрезу и по простиранию достаточно выдержанное в районе с выраженным глинонакоплением в лонтоваское время (фации 1a, 1a′).

Однако при переходе к гидродинамически более активным фациям (1b, 1b′), в отложениях лонтоваского горизонта заметно возрастает

роль каолинита и, соответственно, уменьшается содержание гидрослюдистых минералов. В прибрежно-литоральной фации (1с) каолинит становится уже преобладающим. Следует однако отметить, что содержание каолинита по нашим данным возрастает и в самых восточных районах исследуемого профиля. Если закономерное увеличение его на западе легко объяснить близостью материка — основного поставщика формировавшегося в продуктах субаэрального выветривания каолинита, то небольшое увеличение его в восточных районах не имеет в настоящее время удовлетворительного объяснения.

Обычный антипод каолинита — хлорит — не обнаруживает четкой фациальной приуроченности. Его среднее содержание находится повсеместно в пределах 1—10% и оно существенно не снижается и вследствие «разбавления» минерала терригенным каолинитом на западе Эстонии. Содержания выше 10% встречаются пятнами на общем фоне горизонта; наибольшая область содержания хлорита $>10\%$ наблюдается восточнее Чудского озера.

При этом еще интересно отметить, что хлориты являются вполне индифферентными к окраске породы: одинаковые содержания наблюдаются как в сероцветных, так и в фиолетовых и красно-бурых разновидностях глин. Это свидетельствует о том, что распределение глинистых минералов контролировалось общими закономерностями питания водоема терригенной взвесью и что гидрохимические факторы седиментo- и диагенеза играли при этом несущественную роль. Данное обстоятельство позволяет весьма надежно использовать глинистую составляющую пород для реконструкции путей привноса осадочного материала в вендо-кембрийские водоемы рассматриваемого региона. Попытка такой реконструкции сделана нами в III томе совместной советско-польской монографии (Пиррус, 1980). Кроме того, часть материала освещена в специальной публикации (Пиррус, 1983).

В. Аутигенные минералы

Из аутигенных минералов в лонтоваском горизонте существенную роль играют диагенетические образования — пирит, глауконит и фосфаты. Карбонатный цемент и жеодовые выделения, как и процессы анатазообразования и лейкоксенизации титансодержащих минералов, являются по существу катагенетическими образованиями и не имеют поэтому четкой зависимости от фациальной обстановки осадконакопления.

Пиритовые выделения больше тяготеют к глинистым фациям (1а, 1а′), где они маркируют участки минерализации первичных скоплений органического вещества. Это ядра хиолитов и гастропод и, особенно, слизистые покрытия ходов передвижения илороющих организмов. Последние — в виде мелких плоских лент — несут основную пиритовую минерализацию в составе горизонта. Конкреционные процессы, как и выделения крупнокристаллических агрегатов, не имеют в лонтоваском горизонте большого распространения, очевидно, из-за отсутствия необходимых фильтрационных свойств этих глинистых толщ. Микрокристаллические агрегаты имеют большее распространение. Они тяготеют именно к глинам, содержащим тонкие пленки и гнезда алевритового материала. Песчаные фации горизонта на западе очень бедны пиритом.

Глауконит распространяется в горизонте по более сложным закономерностям. Его гранулярная форма имеет различные типы (Рятсеп, 1981), которые, однако, встречаются совместно почти во всех фациях

и породах — т. е. среди них нет четких индикаторов фации. Фациальные различия наблюдаются только в количественном отношении отдельных типов глауконитов, но и эти закономерности четко не выявляются. Отметим еще, что кроме гранулярной формы в разрезе лонтоваского горизонта устанавливается и явно аутигенная пленочно-колломорфная форма глауконита, которая тесно связана с наиболее тонкодисперсными глинами (1а′) и может служить прямым индикатором кратковременных перерывов в спокойноводных обстановках глинонакопления.

Конкрециеобразные диагенетические скопления рыхлого фосфата установлены на многих участках разреза лонтоваского горизонта и в их распределении не установлено пока четких закономерностей. Находки эти документированы случайно и, на наш взгляд, весьма индифферентны относительно фациальных обстановок седиментации. Галечно-конкреционные образования отмечают внутригоризонтные перерывы в песчаноносных фациях — поэтому вполне естественно, что их количественная роль возрастает к западным разрезам горизонта. Однако на самом краю нашего фациального профиля — в прибрежно-литоральной зоне — фосфаты встречаются редко. Это свидетельствует о том, что для их формирования оптимальными были условия, в которых режим осадконакопления был довольно изменчивым, включая и периоды перерыва и периоды размыва отлагавшихся слоев осадка. В этой особенности поведения фосфатов в какой-то степени выявляется и общая тенденция фациальной приуроченности аутигенных минералов в лонтоваском горизонте — они чаще встречаются и более информативны в фациальных зонах глинонакопления, чем в песчано-алевритовых зонах.

Таким образом, на фациальном профиле лонтоваского горизонта Северной Прибалтики выявляются многие закономерности распределения минерального и биогенного компонентов, которые могут быть учтены при фациально-палеогеографических исследованиях и в других районах, где фациальный спектр отложений горизонта менее выразителен или фрагментарен.

Что касается других уровней разреза — редкинского горизонта валдайской серии, а также талсинского и вергальского горизонтов раннего кембрия — то они представлены здесь небольшими фрагментами и не представляют четких фациальных комплексов по латерали. Они представительнее в более южных районах и поэтому подробнее рассматриваются на соответствующих профилях.

ЛИТЕРАТУРА

Волкова Н. А. Акритархи докембрийских и кембрийских отложений Эстонии. — В кн.: Проблематики пограничных слоев рифея и кембрия Русской платформы, Урала и Казахстана. М., 1968, с. 8—36.

Волкова Н. А. Акритархи и корреляция венда и кембрия западной части Русской платформы. — Советская геология, 1973, № 4, с. 48—62.

Кала Э., Каяк К., Менс К., Пиррус Э. Литостратиграфия и фации лонтоваского горизонта в Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Геол., 1981, **30**, № 4, с. 137—147.

Лонгинов В. В. Очерки литодинамики океана. М., 1973.

Менс К. А. Об этапности осадконакопления в раннем кембрии Прибалтики. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1981, № 3, с. 82—90.

Менс К. А. Фациальный фактор распределения аллотигенных минералов в лонтоваских отложениях Эстонии. — В кн.: Терригенные минералы осадочных пород Прибалтики. Таллин, 1983, с. 59—68.

Менс К., Пашкявичене Л. О фациальном контроле распределения акритарх в лонтоваском горизонте Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Геол., 1981, **30**, № 4, с. 148—155.

Менс К. А., Пиррус Э. А. Стратотипические разрезы кембрия Эстонии. Таллин, 1977.
Менс К. А., Пиррус Э. А. Южный склон Балтийского щита. — В кн.: Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. М., 1979, с. 7—41.
Менс К. А., Пости Э. А. Распределение и корреляционное значение органических остатков в балтийской серии Эстонии. — В кн.: Стратиграфия древнепалеозойских отложений Прибалтики. Таллин, 1984, с. 5—17.
Невесский Е. Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., 1967.
Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М., 1980.
Палеонтология верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы. М., 1979.
Палий В. М., Пости Э. А., Федонкин М. А. Мягкотелые метазоа и ископаемые следы животных венда и кембрия. — В кн.: Палеонтология верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы. М., 1979, с. 49—82.
Пашкявичене Л. Т. Акритархи пограничных отложений венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М., 1980.
Пиррус Э. Находка шамозита в поздневендских отложениях Ленинградской области. — Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1973, 22, № 1, с. 58—64.
Пиррус Э. А. Глинистые минералы в вендских и кембрийских породах и их значение для палеогеографии и стратиграфии. — В кн.: Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М., 1980, с. 97—104.
Пиррус Э. А. Сидеритовая минерализация в котлинской свите — характерный процесс диагенеза в поздневендских глинах. — В кн.: Аутигенные минералы терригенных отложений Прибалтики. Таллин, 1981, с. 56—77.
Пиррус Э. А. Палеогеографический контроль формирования ассоциаций глинистых минералов в бассейнах венда и кембрия Северной Прибалтики. — В кн.: Терригенные минералы осадочных пород Прибалтики. Таллин, 1983, с. 76—91.
Рятсеп М. Х. К морфологии зерен глауконита в нижнекембрийских отложениях Северной Прибалтики. — В кн.: Аутигенные минералы терригенных отложений Прибалтики. Таллин, 1981, с. 78—92.
Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. М., 1979.
Pralow, W. Mikroskopische, röntgenographische und chemische Unfersuchung einiger Proben das estländischen Blauen Tons. Chemie der Erde, 1938, **11**, N 4, S. 480—497.
Seilacher, A. Bathymetry of trace fossils. — Marine Geol., 1967, N 5, p. 413—428.

K. Mens, E. Pirrus

PÕHJA-BALTI FATSIAALNE PROFIIL

Resümee

Laiusesuunaline läbilõige Balti kilbi jalamil lasuvatest hilisvendi ja kambriumi kivimitest on fatsiaalselt täiuslikum Valdai seeria Kotlini ja Balti seeria Lontova lademe osas (joonis). Teiste üksuste puhul on tegemist horisontaalselt piiratumalt levivate settekehadega, mille fatsiaalsed iseärasused tulevad paremini esile lõunapoolsematel profiilidel.

Valdai seeria Kotlini lademe kivimid moodustavad kaks iseseisvat fatsiaalset rida — kirjuvärviliste kaoliniidirikaste subkontinentaalsete setendite (2a, 2b, 2c, 4b, 4c) ja hallivärviliste basseinilise ilmega valdavalt savisetenditega esindatud (3a, 3b, 3b′) rea. Nende faatsieste paigutus läbilõikes on seaduspärane ja seostub hästi Valdai seeria ülaosa monotsüklilise ehitusega. Nii paiknevad kirjuvärvilised kihid profiili all- ja ülaosas, lateraalselt enam levides rohkem tõusuliikumistest haaratud profiili läämeosas. Seaduspärane on ka orgaaniliste jäänuste ja mineraalsete komponentide paigutumine nende faatsieste piirides, mis

vähendab nende kasutamise võimalusi kaugkorrelatsioonidel ja kihtide liigestamisel. Nii on orgaanikajäänused ja autigeenne sideriit eranditult halli faatsiesega seotud, kuna kirjuvärvilised kihid ei sisalda peaaegu ka mikrofossiile, olles peamiselt vaid reduktsiooniprotsessidele allumata punase hematiitse pigmendi kandjaks.

Balti seeria Lontova lademe profiil on esindatud normaalmereliste setete ühese fatsiaalse reana. Läänes valdavad litoraalse olustiku liivasetted (1c), neile järgnevad hüdrodünaamiliselt aktiivse madalvee setted (1b, 1b′) ning neist veelgi ida suunas valdavalt savisetetega esindatud vöönd (1a, 1a′). Neile faatsiestele vastavalt jaotuvad läbilõikes ka organogeensed ja mineraalsed komponendid. Nii puuduvad rannalähedase olustiku setetes skeletiga organismide jäänused, akritarhid ja ka ihniidid. Nad ilmuvad järk-järgult idapoolsete faatsieste suunas, tehes läbi ka kvalitatiivseid muutusi. Nii muutuvad idafaatsiestes valdavaks horisontaalsed meandreeruvad ihniidid, akritarhidest marginaatsed vormid, arvukalt hakkavad esinema platüsoleniidid. Seaduspärased muutused on jälgitavad ka klastogeensete mineraalide suhtvahekordades, samuti autigeense püriidi osakaalu suurenemises idapoolsete savikate faatsieste suunas. Glaukoniidi ja fosfaatide seos faatsiestega on märgatavalt nõrgem.

Selgitatud seaduspärasused annavad pidepunkte erifatsiaalsete läbilõigete korreleerimiseks, samuti liigestamiskriteeriumide leidmiseks fragmentaarsema fatsiaalse profiiliga esindatud piirkondades.

K. Mens, E. Pirrus

VENDIAN AND CAMBRIAN FACIAL SEQUENCE IN THE NORTH OF THE BALTIC AREA

Summary

The development of facies succession is more complete in the Kotlin Stage of the Valdai Series and the Lontova Stage of the Baltic Series (Fig.) in the E-W-sequence of the Late Vendian and Cambrian rocks at the southern slope of the Baltic shield. In the overlying stages the variability of the rocks is limited and the facies contrast is more noticeable on sequences situated in the south.

Two independent facies sets have been recognized in the Kotlin Stage: varicoloured subcontinental sediments containing remarkable amounts of kaolinite (2d, 2b, 2c, 4b, 4c in Fig.) and grey clay sediments of basinal origin (3a, 3b, 3b′). The situation of these facies in the sequence is regular and corresponds with the monocyclic construction of the upper part of the Valdai Series. The varicoloured beds occur in the lower and upper parts of the section and are laterally more distributed in the west, where the uplift movements were prevailing. The character of organic remains and mineralogical composition strictly depends on the facies and so they cannot directly be used for subdivision and correlation. Siderite occurs only in the grey facies. The varicoloured facies is characterized by hematite content and the lack of microfossils.

The Lontova Stage of the Baltic Series is represented by one normal marine facies set. In the west are prevailing littoral sand sediments (1c), which are followed by sediments of agitated shallow water (1b, 1b′), and further to east by zone of clay sediments (1a, 1a′). The organic and mineralogic components are distributed in accordance with

the facies pattern. There are no shelly fossils, acritarchs and ichnites in the nearshore sediments. They do appear gradually towards the eastern facies going through a qualitative change. Thus in the eastern facies prevail morphologically complicated ichnites, marginate acritarchs, and the number of platysolenites is increasing. Regular changes took place in the mineralogical composition of the clastogenous component. The amount of authigenous pyrite increases towards the eastern clayey facies. The dependence of glauconite and phosphatic minerals upon facies is considerably weaker.

The above regularities of the facial composition enable us to correlate different facies and to search criteria for subdividing incomplete sequences.

УДК 551.7.022 : 551.72+551.732(474.3)

А. Брангулис, А. Мурниекс, А. Нагле, А. Фридрихсоне

СРЕДНЕ-ПРИБАЛТИЙСКИЙ ФАЦИАЛЬНЫЙ ПРОФИЛЬ ВЕНДА И КЕМБРИЯ

В соответствии с принятой схемой структурно-фациального районирования территории республик Советской Прибалтики в венде и кембрии (Брангулис и др., 1974), Средне-Прибалтийский фациальный профиль захватывает Западно-Прибалтийский и Восточно-Прибалтийский районы, а также переходную зону между ними. Профиль имеет субширотную ориентировку и проходит от побережья Балтийского моря на западе через район Риги к окрестностям Даугавпилса на юго-востоке Латвийской ССР.

Полнота и мощность разрезов венда и кембрия в Западной и Восточной Латвии существенно отличаются (рисунок). На западе республики наблюдаются наиболее полные и представительные для Советской Прибалтики разрезы трилобитсодержащего нижнего кембрия, а также сравнительно мощная толща среднего кембрия. Здесь в нижнем кембрии выделены талсинский, вергальский и раусвеский горизонты, а в среднем — кибартайский горизонт и дейменаский надгоризонт. В Восточной Латвии разрез отличается присутствием вендского комплекса, а также ровенского и лонтоваского горизонтов балтийской серии — наиболее древнего подразделения кембрия на Восточно-Европейской платформе. Трилобитсодержащие кембрийские отложения на востоке Латвии и в переходной зоне между Восточно- и Западно-Прибалтийскими структурно-фациальными районами, которая охватывает всю Центральную Латвию, представлены песчаниками маломощной (8—73 м) цирмской толщи, условно относимой к нижнему и среднему кембрию.

Наиболее детально геологические материалы по рассматриваемым отложениям изложены в совместной польско-советской работе по верхнему протерозою и кембрию (Стратиграфия..., 1980; Палеогеография..., 1980) и в монографии «Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии» (Геологическое..., 1979). В настоящей работе излагаются материалы по фациальным особенностям строения вендо-кембрийского разреза Средней Прибалтики и на фоне этого поэтапно рассматриваются основные закономерности развития осадконакопления в венде и кембрии.

ВЕНДСКИЙ КОМПЛЕКС

РЕДКИНСКИЙ И КОТЛИНСКИЙ ГОРИЗОНТЫ

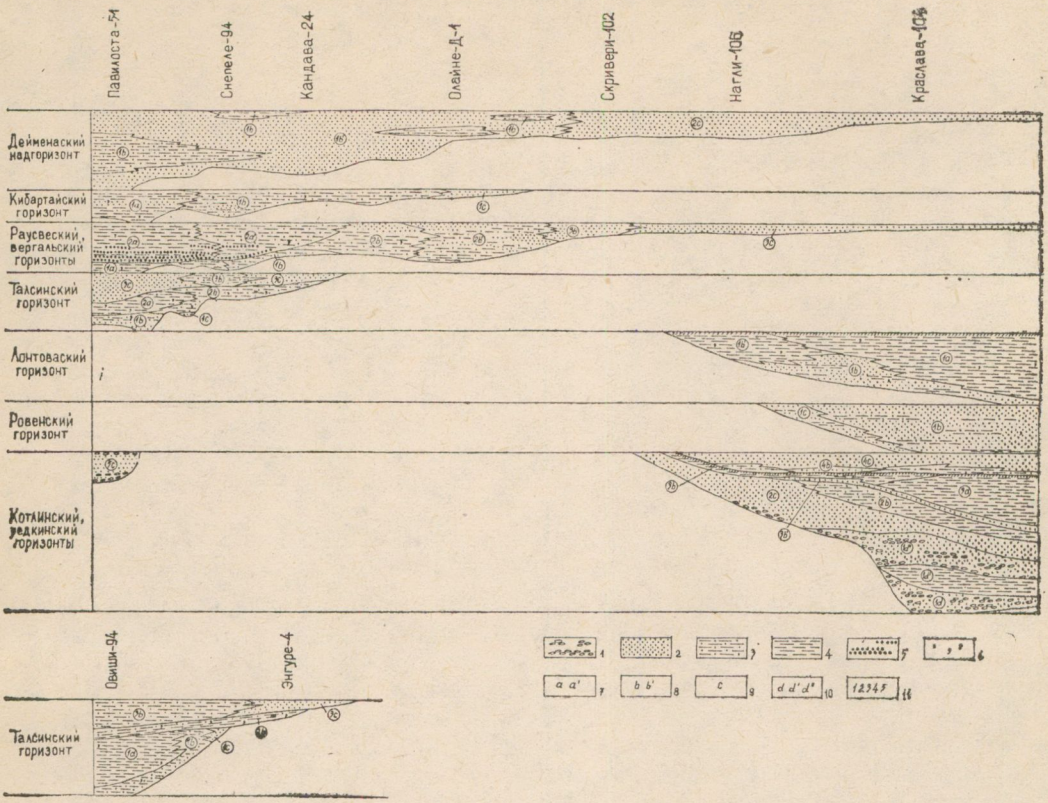
Условия осадконакопления в венде на территории Юго-Восточной Латвии являются весьма сложными и характеризуются значительными фациальными изменениями как по вертикали, так и по латерали. Разрез вендских отложений здесь начинается красноцветными грубообломочными породами краславской толщи (Брангулис, Карпицкий, Мурниекс, 1981). В ее основании на породах кристаллического фундамента залегают, вероятнее всего, континентальные красноцветные, сильно ожелезненные, разнозернистые косослоистые песчаники с частыми прослоями гравелитов (см. рисунок, фация 1d)*, представляющих собой, видимо, образования шлейфа пролювиальных конусов выноса. Для пород этой части разреза характерно высокое содержание каолинита (62—96%) в глинисто-железистом цементе и несколько повышенное содержание кварца (38—90%) в песчаных фракциях — по сравнению с исходными гранитоидными породами (Брангулис, Карпицкий, Мурниекс, 1981). Это может служить указанием на близкие к гумидным климатические условия в области денудации и осадконакопления.

Выше по разрезу отложения пролювиальных конусов выноса сменяются фацией красноцветных глин (1d′), среди которых встречаются прослои сероцветных тонкослоистых глин с интенсивными остатками органического вещества и тонкодисперсным пиритом. Красноцветные глины преимущественно являются массивными алевритистыми, но среди них встречаются и тонкослоистые разности. Состав глинистых минералов этих пород преимущественно каолинитовый (68—96%) с примесью гидрослюд, причем распределение каолинита в разрезе и характер контакта с перекрывающими породами позволяет предположить наличие коры выветривания в кровле данной глинистой пачки. Текстурно-структурные признаки и особенности вещественного состава пород свидетельствуют об их накоплении во внутриконтинентальном бассейне или в лагунных условиях (1d′) ниже уровня действия волн.

Фациальный профиль краславской толщи завершается разнозернистыми красноцветными отложениями субконтинентального или проблематичного бассейнового характера (1d″), в формировании которых основную роль, вероятнее всего, сыграли пролювиальные конусы выноса. В их составе преобладают горизонтально- и косослоистые аркозовые гравелиты и разнозернистые песчаники с прослоями алевролитов и алевритистых глин. Породам в целом свойственна низкая степень сортировки, примесь вулканокластического материала и обломков интрузивных пород. Цемент песчаников и гравелитов сложен каолинитом и смешанослойными минералами типа монтмориллонит-гидрослюда (до 65%). По сравнению с континентальными отложениями (1d) низов краславской толщи рассматриваемые породы значительно меньше ожелезнены, содержат больше полевых шпатов, в тяжелой фракции появляется гранат — т. е. в целом снижается зрелость обломочного материала. Это, видимо, обусловлено денудацией более глубоких горизонтов коры выветривания пород кристаллического фундамента, чем в начальных стадиях накопления краславской толщи. Появление в отложениях смешанослойных минералов монтмориллонит-гидрослюдистого

---

* В дальнейшем обозначения фаций на рисунке приводятся сокращенно — Ib, Ib' и т. д. Число обозначает стратиграфическое подразделение рассматриваемого горизонта, а буква — фацию (см. условные обозначения к рисунку).



Средне-Прибалтийский фациальный профиль венда и кембрия.

1 — гравелиты, 2 — песчаники, 3 — алевролиты, 4 — глины, 5 — железистые оолиты, 6 — глауконит, 7 — отложения относительно глубоководной части моря, 8 — отложения мелководной части моря, 9 — отложения литоральной равнины, 10 — континентальные отложения, 11 — нумерация стратонов: котлинский и редкинский горизонты *1* — краславская толща, *2* — гдовская свита, *3* — котлинская свита, *4* — воронковская свита, *5* — зурасская толща; ровенский горизонт *1* — нижняя пачка лонтоваской свиты; лонтоваский горизонт *1* — верхняя пачка лонтоваской свиты; талсинский горизонт *1* — овишская свита, *2* — вентавская свита — подсакаская пачка, *3* — вентавская свита — сакаская пачка; раусвеский и вергальский горизонты *1* — вентавская свита — надсакаская пачка, *2* — тебрская свита — пачка железистых оолитов, *3* — цирмская толща — нижняя часть; кибартайский горизонт *1* — тебрская свита — верхняя пачка; дейменаский надгоризонт *1* — дейменаская свита, *2* — цирмская толща — верхняя часть.

состава многие авторы связывают с переработкой гипсового материала в водной среде (Ольховик, 1979; Петтиджон, 1981; Саркисян, Котельников, 1971).

Более молодые отложения венда, по сути дела, являются аналогами фациального ряда сероцветных бассейновых, преимущественно глинистых пород котлинской свиты и разнозернистых пестроцветных осадков проблематического бассейнового или субконтинентального характера гдовской и воронковской свит Северо-Прибалтийского профиля. Поскольку характеристика этих фациальных рядов дана К. А. Менс и Э. А. Пиррусом в предыдущей статье настоящего сборника, нет необходимости подробно рассматривать условия осадконакопления этого этапа. Отметим лишь самое существенное для понимания истории развития данной территории по сравнению с ходом геологических событий в северных районах.

В основании гдовской свиты выделяется фация пестроцветных разнозернистых слабоокатанных аркозовых песчаников и гравелитов с прослоями алевролитов (2c), которые, вероятнее всего, являются отложениями литоральной зоны. При движении по профилю на запад, все большую роль в разрезе этой пачки играют песчаники и гравелиты. Это позволяет предполагать, что область сноса в гдовское время кроме Белорусского массива была также где-то в районе Центральной и Западной Латвии.

В самых восточных районах республики разнозернистые песчаники (2c) по вертикали сменяются более мелкозернистыми, пестроцветными песчаниками (75%) и алевролитами (25%) с волнисто- и косослоистыми текстурами (2b), которые отлагались в мелководном бассейне с высокой подвижностью вод. Эта фация (2b) к западу замещается образованиями литоральной зоны бассейна (2c).

В котлинское время на востоке республики наблюдается дальнейшее углубление бассейна осадконакопления. В первые стадии его развития в мелководных условиях отлагаются преимущественно красноцветные породы с пологоволнистой слоистостью, представленные песчаниками, алевролитами и глинами примерно в равных соотношениях (3b'). К северу (скв. Лудза, Балтинава) эта часть разреза является более глинистой и практически сероцветной, с более спокойной слоистостью. Это указывает на углубление бассейна не только к востоку, но и к северу от рассматриваемого профиля.

Максимальная трансгрессия котлинского морского бассейна характеризуется сероцветными тонкодисперсными листовато-слоистыми ламинаритовыми глинами (3a). В западных районах развития эта фация и в верхней части разреза и по латерали замещается сероцветными, изредка пестроцветными слоистыми глинами и глинистыми алевролитами (3b), свидетельствующими о некотором обмелении бассейна в конце котлинского времени, которое в западных районах проявилось несколько раньше. По всему рассматриваемому району в кровле котлинских глинистых пород прослеживается охристая кора выветривания, отделяющая их от вышележащей воронковской свиты.

Отложения воронковского времени представлены кварцевыми разнозернистыми песчаниками с отдельными прослоями каолинизированных зеленовато-серых и красно-бурых глин литоральной зоны (4c) и лишь локально развитыми зеленовато-серыми глинистыми алевролитами с прослоями светло-серых песчаников, формировавшихся в мелководной части бассейна (4b).

На крайнем северо-западе Курземского полуострова развита, кроме того, пестроцветная зурасская толща, представленная песчаниками, гравелитами, алевролитами, глинами (5c) с прослоями туфопесчаников и туфогравелитов в нижней части разреза. По своим условиям формирования и стратиграфическому положению этот комплекс еще не расшифрован однозначно. Не исключена его принадлежность к венду, в частности, к уровням, близким гдовским или краславским отложениям Восточной Латвии.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

РОВЕНСКИЙ ГОРИЗОНТ

Отложения базальной части нижнего кембрия представлены на востоке территории фацией зеленовато-серых полого-, волнисто- и гори-

зонтальнослоистых алевритисто-глинистых пород с прослоями песчаников (20% песчаников, 40% алевролитов, 40% глин; фация 1b). Характерными для них признаками являются: повышенное содержание каолинита (до 20—35%) при гидрослюдистом составе глин, присутствие глауконита в песчаниках и алевритовых прослоях, кварцевый состав грубообломочного материала, наличие ходов илоедов, заполненных алевритовым материалом, а также наличие остатков платисоленитид и сабеллидитид. Формирование их, вероятно, происходило в мелководной части морского бассейна. По латерали к западу фация алевритисто-глинистых пород (1b) замещается сероцветными разнозернистыми волнисто- и косослоистыми кварцевыми песчаниками (40%) и алевролитами (40%) с прослоями глин (20%), относящимися, очевидно, к более мелководной (литоральной) зоне осадконакопления (1c).

ЛОНТОВАСКИЙ ГОРИЗОНТ

В лонтоваское время с востока продолжается трансгрессия нижнекембрийского моря, начавшаяся еще в ровенскую эпоху осадконакопления. Ровенские алевритисто-глинистые породы сменяются сперва отложениями еще более мелководного морского бассейна, представленными зеленовато-серыми песчаниками (60%), алевролитами (20%) и глинами (20%). Для них характерны волнисто-слоистые, пологоволнистые, линзовидные и косослоистые текстуры, ходы илоедов и незначительная примесь глауконита. По вертикали эта преимущественно песчано-алевритистая фация (1b) сменяется относительно глубоководными (1a) серыми и зеленовато-серыми гидрослюдистыми глинами (не менее 80% разреза) с маломощными прослоями алевролитов и песчаников. Глины преимущественно тонкодисперсные, слабослоистые. В алевролитах и песчаниках отмечается пологоволнистая и линзовидная слоистость, а также примесь глауконита, ихниты, остатки платисоленитид и сабеллидитид.

По латерали обе рассмотренные фации (1a, 1b) лонтоваского горизонта замещаются в районе скв. Нагли-106 комплексом зеленовато-серых, изредка пестроцветных глин с слабозаметной слоистостью. Фациальные условия их образования не вполне ясны из-за расположения на краю в фациальном ряду лонтоваского горизонта. Возможно, что седиментация в этом районе была усложнена какими-то заливо- или лагунообразными участками водоема, частично отшнурованными от общего бассейна осадконакопления.

В заключение отметим, что разрез лонтоваского горизонта на рассматриваемой территории является неполным. В послелонтоваское время вся Восточная Латвия была выведена из сферы осадконакопления. До начала следующей трансгрессии моря лонтоваская свита частично денудировалась и в ее верхах формировалась четкая региональная кора выветривания каолинитового профиля.

ТАЛСИНСКИЙ ГОРИЗОНТ

В разрезе наиболее древних трилобитсодержащих отложений раннего кембрия отчетливо выделяется ряд фаций, относящихся к различным стадиям развития бассейна седиментации. Начальной стадии осадконакопления талсинского времени соответствует фация преимущественно сероцветных косослоистых песчаников, алевролитов и глин

с прослоями гравелитов и конгломератов (овишская свита). В это время наиболее интенсивное погружение происходило в самых северо-западных районах Курземского полуострова, тяготеющих к осевой части Балтийской синеклизы. Здесь, в составе овишской свиты, по соотношению основных типов пород удается выделить две фации, соответствующие мелководным (1b) и более глубоководным условиям осадконакопления (1a). Первая из них представлена мелкозернистыми косослоистыми песчаниками (60%) и алевролитами (40%); вторая аналогичными песчаниками (20%), алевролитами (60%) и горизонтально-слоистыми глинами (20%). На востоке раннеталсинского бассейна местами наблюдаются более грубозернистые, исключительно песчаные осадки, формирование которых, вероятно, происходило в пределах литоральной равнины при смене континентальных и морских обстановок осадконакопления (1c). Более отчетливо названный профиль выявляется на севере Курземского полуострова (см. рисунок, нижнюю часть).

В отложениях овишской свиты изредка встречаются зерна глауконита, следы передвижения червей, *Skolithos linearis*, единичные экземпляры *Serpulites* и обедненный талсинский комплекс акритарх, что свидетельствует о формировании осадков в слабоокислительной обстановке в зоне действия волн вблизи берега бассейна.

Вверх по разрезу упомянутая фация песчаников, алевролитов и глин сменяется фацией подсакаских сероцветных глин с редкими маломощными прослоями алевролитов и песчаников (2a). Эти породы обычно содержат значительную примесь глауконита и характеризуются полевошпатово-кварцевым составом песчано-алевритовых фракций. Глины, как правило, гидрослюдистые и гидрослюдисто-хлоритовые, иногда с примесью каолинита (Брангулис и др., 1978). В их составе нередко присутствует и сидерит. Для отложений характерно большое количество ходов илоедов, заполненных алевритовым материалом, а также текстуры типа «кракстен». Местами среди пород этой фации наблюдаются пестроокрашенные разности. В восточном направлении эта фация по латерали замещается алевролитами (40%) с прослоями песчаников и глинами (60%), которые рассматриваются как образования более мелководной части талсинского морского бассейна осадконакопления (2b). Эти две фации (2a, 2b) образовались в фазу максимальной трансгрессии данного бассейна и сопоставляются с отложениями люкатиской свиты в Эстонии.

Последующими в вертикальном ряду фаций талсинского времени являются сакаские песчаники (3c)* и местами замещающие их по латерали алевролиты с редкими маломощными прослоями глин (3b). Как песчаники, так и алевролиты обладают горизонтальной, линзовидной и пологонаклонной слоистостью. Обломочный материал в них представлен кварцем (85—90%), ортоклазом (5—10%) и слюдами (1—2%). Накопление сакаских песчано-алевритовых пород, вероятнее всего, происходило в мелководной прибрежной части бассейна (3b) и в литоральной зоне (3c).

---

* Согласно интерпретации эстонских геологов, сакаские песчаники и алевролиты (соэлаская свита) рассматриваются в составе айсчяйского надгоризонта, которым начинается новый этап развития региона. (*Примечание редактора.*)

Отложения этого времени характеризуются сильной фациальной изменчивостью по латерали. На западе территории отчетливо обособляется надсакаская пачка зеленовато-серых, преимущественно глинистых пород с прослоями алевролитов, глауконито-кварцевых и кварцевых песчаников (1a). В восточном направлении состав надсакаских отложений становится более грубозернистым, начинают преобладать алевролиты и глинистые алевролиты (80%) с прослоями глин (1b). В породах этих двух фаций отмечаются многочисленные ходы илоедов с алевритовым заполнением, пиритизированные остатки жизнедеятельности организмов, отдельные экземпляры *Volborthella*, *Luekatiella*, *Hyolithellus*, а из аутигенных минералов встречаются сидерит, глауконит, фосфаты. Глинистое вещество во всех литологических разностях представлено гидрослюдами с примесью каолинита и хлорита (Брангулис и др., 1978). На основании вышеизложенного можно сделать вывод о том, что надсакаские отложения являются образованиями морского бассейна, постепенно мелеющего к востоку.

Значительное место в вертикальном фациальном ряду занимает пачка железистых оолитов, в разрезе которой переслаиваются алевритистые глины, алевролиты и скопления железистых оолитов. Последние сложены гетитом, реже гидрогетитом или шамозитом (Апините, 1973). При этом шамозит чаще встречается в западных, и особенно в юго-западных районах Латвии, которые в вергальско-раусвеское время были наиболее глубоководными зонами морского бассейна осадконакопления. Среди глинистых минералов в этой пачке преобладают гидрослюды с примесью каолинита и хлорита, реже отмечаются шамозит и смешанослойные образования типа «монтмориллонит-гидрослюда». Эта фация оолитовых железняков не имеет четкой верхней границы и по вертикали постепенно переходит в фацию сероцветных глин (80%) с прослоями алевролитов и глинистых алевролитов (2a). Слоистость этих пород тонкая, неправильная, реже — косая, пологоволнистая и линзовидная. Часто отмечаются текстуры типа «кракстен». Основными глинистыми минералами являются гидрослюды с примесью хлорита, а в верхах пачки и каолинита. В нижней части пачки довольно часто отмечается сидерит, а по всей пачке в небольших количествах, главным образом в ихнитах, встречается глауконит.

По латерали в восточном направлении эти наиболее глубоководные отложения морского бассейна со средой осадконакопления, близкой к нейтральной (2a), постепенно сменяются субфациями (2', 2b, 2b', 3b), относящимися к более мелководным зонам обширного морского бассейна вергальско-раусвеского времени. В этом направлении в разрезе постепенно возрастает роль алевролитов и песчаников — от 80% глин и 20% алевролитов в мезофации 2a до 80% песчаников и 20% алевролитов в мезофации 3b. Увеличивается количество прослоев с волнистой, линзовидной и косой слоистостью, исчезает сидерит и шамозит в составе прослоев железистых оолитов, а далее на восток исчезает и глауконит (мезофация 2b').

В восточной части Латвийской ССР развита фация светло-серых песчаников с редкими прослоями темно-серых алевритистых глин нижней части цирмской толщи (фация 3c). Эту фацию можно отнести к литоральной равнине, которую временами заливает море.

Таким образом, по латерали вергальско-раусвеского морского бассейна имеет место смена ряда фациальных зон — от относительно глубоководных на западе до литоральной на востоке. Вопрос о воз-

расте отдельных подразделений цирмской толщи и их параллелизации к настоящему времени изучен недостаточно. Однако представленный по ним фациальный профиль является весьма выразительным и свидетельствует в пользу подобных реконструкций.

КИБАРТАЙСКИЙ ГОРИЗОНТ

В составе кибартайского горизонта по латерали выделяются три фации: 1a, 1b, 1c — от относительно глубоководной морской до литоральной зоны бассейна осадконакопления. Эти фации отличаются количественными соотношениями основных типов пород — песчаников, алевролитов и глин, а также их текстурными особенностями. На западе территории (фация 1a) широко развиты глины (40%) и алевролиты (40%), значительно меньше песчаников. Для этих пород характерна тонкая горизонтальная слоистость и широкое развитие глауконита. Далее к востоку около 60% разреза слагают алевролиты, а остальную часть — в равных соотношениях песчаники и глины с горизонтально-, полого-, волнисто- и микрослоистой текстурой (1b). Отложения литоральной зоны (1c) представлены светло-серыми мелкозернистыми волнисто-линзовидно-слоистыми песчаниками.

ДЕЙМЕНАСКИЙ НАДГОРИЗОНТ

В строении надгоризонта выделяются три близких по составу литофации стадии максимальной трансгрессии среднекембрийского морского бассейна: 1b — светлые серовато-зеленоватые алевритисто-песчаные породы с прослоями глин, 1b' — светло-серые песчаники с желтоватым оттенком, 2c — светло-серые и желтоватые песчаники с прослоями и линзами глин. По вертикали разрез надгоризонта сравнительно однороден. Поэтому оконтуривание литотел и увязка отдельных частей разреза по латерали затруднительны.

На западе Латвии в средней части надгоризонта преобладают алевритисто-песчаные породы (1b), которые сформированы в условиях мелководья. Вся восточная половина республики характеризуется развитием однородной толщи мелкозернистых кварцевых песчаников (верхняя часть цирмской толщи), лишенных палеонтологических остатков, с нечеткими, резко обедненными комплексами акритарх и редкими ихнифоссилиями типа *Skolithos* (2c). Эти песчаники рассматриваются как отложения литоральной зоны бассейна и по своему облику очень близки к песчаникам вергальско-раусвеского горизонта, граница с которыми проведена условно.

Рассмотренные выше различия в строении разрезов, в их стратиграфической полноте и в фациальных обстановках обусловлены палеотектоническими особенностями развития территории. В венде и в начале раннего кембрия наиболее интенсивно погружалась восточная часть рассматриваемого района, что привело к трансгрессии обширного морского бассейна со стороны Московской синеклизы. Этот бассейн, по-видимому, распространялся несколько западнее современных границ развития отложений венда и дотрилобитового нижнего кембрия. В результате коренной перестройки структурного плана запада Восточно-Европейской платформы в конце лонтоваского времени, восточная часть территории стала сушей и оставалась таковой в течение всего талсинского и ранневергальского времени. На западе территории, наоборот, устойчивое интенсивное погружение установилось лишь в начале тал-

синского и продолжалось в течение вергальского и раусвеского времени раннего кембрия, а также в серднем кембрии (кибартайское и дейменаское время). Центральная Латвия, выделяемая в качестве переходной зоны между упоминавшимися ранее структурно-фациальными районами, как в венде, так и в нижнем и среднем кембрии оставалась относительно приподнятой областью, хотя в фациальных изменениях отложений венда и балтийской серии нижнего кембрия это ощущается значительно слабее, чем в фациях трилобитсодержащего нижнего и среднего кембрия. Эта территория становится областью литорального осадконакопления лишь кратковременно — на границе нижнего и среднего кембрия, в стадии максимальной трансгрессии с запада морского бассейна, покрывшего в это время всю территорию Латвии. С конца среднего кембрия и в течение всего верхнего кембрия вся территория Латвии, вероятнее всего, была сушей. На данной территории отсутствуют достоверные данные по бассейновым отложениям этого периода.

ЛИТЕРАТУРА

Апините И. А. О нижнекембрийских оолитовых железных рудах Балтийской синеклизы. — Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1974, 23, № 1, с. 76—79.

Брангулис А., Кала Э., Мардла А., Менс К., Пиррус Э., Сакалаускас В., Фридрихсоне А., Янкаускас Т. Схема структурно-фациального районирования территории Прибалтики в венде и кембрии. — Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1974, 23, № 3, с. 218—225.

Брангулис А. П., Нагле А. Я., Мурниекс А. Э., Сокуренко А. А. Закономерности распределения глинистых минералов в верхнепротерозойско-кембрийской терригенной толще Латвии. — В кн.: Очерки геологии Латвии. Рига, 1978, с. 87—97.

Брангулис А. П., Карпицкий В. Я., Мурниекс А. Э. Раннеплатформенные вулканогенно-осадочные образования Юго-Восточной Латвии. — В кн.: Условия образования осадочного чехла и структур Прибалтики. Рига, 1981, с. 101—108.

Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии. Рига, 1979, с. 11—38.

Ольховик Е. Т. Влияние вулканизма на осадкообразование. — В кн.: Литология, геохимия и фации верхнего протерозоя и палеозоя БССР. Минск, 1979, с. 45—51.

Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М., 1980.

Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. М., 1981.

Саркисян С. Г., Котельников Д. Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М., 1971.

A. Brangulis, A. Murnieks, A. Nagle, A. Fridrichsone

VENDI JA KAMBRIUMI FATSIAALNE PROFIIL KESK-BALTIKUMIS

Resümee

Kesk-Baltikumis on täheldatav läbilõigete täiuslikkuse ja kihtide paksuste suur erinevus vaadeldava profiili lääne- ja idaosade vahel. Vendi kompleksi setted esinevad vaid idaosas ja on siin Põhja-Baltikumi läbilõigetega võrreldes täielikumad. Alumises osas moodustub valdavalt kontinentaalsete faatsiestega esindatud Kraslava kihtkond, alles sellel lasuvad Põhja-Baltikumi alale lähedased basseinilise loomuga Gdoovi, Kotlini ja Voronka kihistu setted, mis on küll üsna keeruka, kuid tekke-

looliselt hästi interpreteeritava fatsiaalse struktuuriga. Ka alamkambriumi triloobiitide-eelse etapi setted levivad üksnes idas ja nende fatsiaalne ehitus viitab rannajoone lähedusele läänes. Läbilõike vertikaalulatus on siin küll piiratud lontovajärgse denudatsiooni tõttu, kambriumi kõrgemate kihtide fatsiaalne ehitus näitab aga struktuurse plaani ümberkorraldust lontovajärgsel perioodil: vajumisalad paigutuvad profiili lääneossa, siit ida suunas toimub peaaegu kõigil tasemetel faasieste seaduspärane asendumine madalamaveelisemate või koguni litoraalsetega. Madalaveeliste faatsieste levikupiirkonnas on küll palju raskusi kihtide liigestamise ja rööbistamisprobleemide lahendamisel, esitatud pilt fatsiaalsest struktuurist (joonis) on aga siiski üsna usaldusväärne ja loob ettekujutuse settekuhjumise etapilisusest vaadeldaval profiilil.

A. Brangulis, A. Murnieks, A. Nagle, A. Fridrichsone

VENDIAN AND CAMBRIAN FACIAL SEQUENCE IN THE MIDDLE OF THE EAST BALTIC AREA

Summary

The western and eastern parts of the Middle East Baltic sequence are greatly differing in the completeness, as well as in the thickness of beds. Vendian deposits occurring only in the eastern part are more completely developed as compared to the North of the East Baltic. In the lower part there occurs the Kraslava Formation, represented mainly by continental facies. This is overlain by deposits of the Gdov, Kotlin and Voronka Formations, having a genetically well-interpreted facial structure and characteristic features of basin deposits, strongly resembling the corresponding units in the North East Baltic. The Pre-trilobite Lower Cambrian Beds are distributed only in the eastern part of the sequence and judging by the facial construction, the coastline was situated farther in the west. The vertical extension of the sequence is limited with the post-Lontovian denudation. The facial construction of the upper beds indicates a reorganization of the structural plan during the post-Lontovian period — the subsiding areas moving westwards. A regular increase of the importance of the shallow-sea facies took place in the eastern part of the basin, quite close to the littoral facies. Many difficulties arise by the stratigraphical division and correlation of beds in the area of the shallow-sea facies. The given construction of the facial structure is authentic and outlines the cyclic pattern of the accumulation of sediments.

УДК 551.732(432—17)

К. Лендзион

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ И ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЙ РАЗРЕЗ КЕМБРИЯ ПОЛЬСКОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Северный склон Мазурско-Белорусской антеклизы одновременно является южным склоном обширной структурной формы — Балтийской синеклизы, простирающейся далеко за пределы Польши. Ось синеклизы идет с северо-востока на юго-запад и в этом же направлении, к маргинальной зоне платформы, возрастает мощность отложений кембрия. Балтийская синеклиза делится на восточную и западную части из-за разных разрезов кембрия в противоположных ее районах, на что особенно повлиял неспокойный характер западной зоны платформы (таблица).

НИЖНИЙ КЕМБРИЙ — ВЕНД

ЖАРНОВЕЦКАЯ СЕРИЯ

В западной части Балтийской синеклизы (Слупск, Жарновец, Гданьск, Ольштын-2) и в прилегающей части впадины на окраине платформы (Нидзица) на кристаллическом фундаменте под кембрием залегают кластические отложения жарновецкой серии, возраст которых определяется нижним кембрием — вендом.

Отложения жарновецкой серии представлены разнозернистыми песчаниками континентального происхождения. В низах разрезов они красно-бурые, а выше появляются розовая, зеленая, светло-серая и светло-кремовая окраски породы. В низах разреза преобладают средне-, крупно- и разнозернистые песчаники с прослоями конгломератов из средней слабоокатанной гальки. Выше появляются песчаники с хорошей сортировкой более мелких зерен в чередующихся пакетах пород горизонтальной или косой слоистости. В верхних частях разреза, чаще чем в нижних, встречаются тонкие прослои алевролитов и глинистых алевролитов — светло-зеленых, с большим содержанием слюды. Реже появляются глинистые алевролиты с примесью гематита. Однако по всей жарновецкой серии преобладают крупнозернистые песчаники, представленные чаще всего кварцевыми ваками и реже аркозами. Их состав, по М. Юсковяковой (Juskowiakowa, 1976), следующий: кварц, обломки пород фундамента, хлорит, слюдяной детрит, полевые шпаты и акцессорные минералы, а также гематитовая и лейкоксеновая примесь. Кварц присутствует как в виде зерен из выветрелого фундамента, так и в цементе пород в виде псевдоморфозов по полевым шпатам.

Вместе с хлоритом кварц иногда пропитывает обломочную породу. Кварцевые зерна из фундамента слабоокатанные и часто содержат вростки калиевого полевого шпата, биотита, амфибола, турмалина, апатита, циркона и монацита. Содержание кварца в породах жарновецкой серии иногда превышает 80% объема.

Вторым по количеству минералом является обломочный полевой шпат, однако содержание его изменчиво. Среднее содержание шпата в породах скважин Слупск и Хель — 14 и 11%; в Жарновце найдены только его следы; в Косьцежине, Даржлюбе и Гданьске — не более 1,5%. Полевой шпат в последних трех скважинах представлен плагиоклазовым антипертитом и кислым плагиоклазом, а в скважинах Слупск и Хель-2 — калиевым шпатом, олигоклазом и вторичным альбитом. Среди акцессорных минералов в количестве до 4,5% главную роль играют непрозрачные минералы: гематит, ильменит, лейкоксен и анатаз. Из прозрачных минералов встречаются циркон, монацит, корунд, турмалин, рутил, брукит, эпидот и ставролит.

Цемент в породах жарновецкой серии состоит из агрегатов иллита, а также из гематитовой и лейкоксеновой субстанции.

Минеральный состав и форма обломочного материала жарновецкой серии указывают на происхождение породы из выветрелого кристаллического фундамента и на близкое местонахождение привнесенного материала.

Точное определение возраста жарновецкой серии невозможно из-за отсутствия в ней окаменелостей. В западной части синеклизы над жарновецкой серией залегают отложения нижнего кембрия, но граница между кембрием с полной палеонтологической документацией и жарновецкой серией лишена четкости. Породы в зоне контакта переходят друг в друга без видимого перерыва, постепенно. Этот факт приводит к следующему предположению: верхняя часть отложений жарновецкой серии может относиться к нижнему кембрию, а нижняя — к верхнему венду (Areń, Lendzion, Jaworowski, 1977). Большое литологическое сходство и аналогичное расположение в разрезе жарновецкой серии и песчаников Нексё из Борнхольма (Lendzion, 1970a, b; 1976; Bednarczyk, 1972; Bednarczyk, Turnau-Morawska, 1975) дают возможность коррелировать эти отложения и считать их одновозрастными.

НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

ЗОНА MOBERGELLA

В западной части синеклизы на песчаниках жарновецкой серии залегают отложения климонтовского яруса палеонтологически точно документированной зоны Mobergella. Возможно, что под зоной Mobergella находятся и слои зоны Platysolenites, но так как руководящих окаменелостей в подстилающих отложениях не найдено, то этот вопрос пока можно считать открытым.

Вероятные отложения зоны Platysolenites (мощность около 50 м) вскрыты до сих пор только в Косьцежине. Это образования сублиторальной среды: светло-серые мелко- или разнозернистые песчаники с прослоями алевролитов. В низах разреза (мощность около 15 м) залегают аркозовые арениты. По К. Рыдзевской (Rydzewska, 1974), в состав их входят главным образом слабоокатанные зерна кварца диаметром от 0,1 мм до 0,8 мм, к которым присоединяются зерна микроклина, альбита и сильно выветрелого плагиоклаза. Много встречается

также глауконита, циркона, турмалина и рутила. Цемент глинистый с примесью кальцита и соединений железа. Выше залегают кварцевые ваки и арениты с беспорядочной структурой, образующие прослои в алевролит-аргиллитовых породах.

Отложения зоны Mobergella составляют единый литологический комплекс совместно с подстилающими породами зоны Platysolenites. Они слагаются из светло-серых мелко-, средне- или разнозернистых песчаников с незначительной примесью выветрелых полевых шпатов. Часто порода содержит пленки глауконитового, реже глинистого материала. Попадаются пачки глинистых алевролитов и аргиллитов. В пачках переслаивающихся песчаников и алевролитов встречаются текстуры подводных оползней, а также биогенетические текстуры типа «кракстен».

Песчаники состоят из кварца с постоянной примесью глауконита и полевых шпатов (плагиоклаз, микроклин). В качестве акцессорных встречаются циркон, турмалин и рутил. Средний диаметр зерен — от 0,06 до 0,10 мм, максимальный — 1,7 мм. Цемент регенерационный кварцевый или глинистый с примесью кальцита. Нередко отмечается присутствие глауконита и пирита в цементе песчаников.

В составе алевролитов преобладают кварцевые зерна диаметром около 0,06 мм, но всегда присутствует небольшое количество мусковита, плагиоклаза, микроклина, глауконита и пирита. Реже встречаются циркон, турмалин и соединения железа. В глинистом цементе имеется небольшое количество битумов и кальцита.

Зона Mobergella выделена на основании окаменелостей: *Mobergella holsti* (Moberg), *M. radiolata* Bengtson, *M. turgida* Bengtson. В Польше эта зона (Lendzion, 1972; Areń, Lendzion, 1978) занимает такое же стратиграфическое положение в нижнем кембрий как в Швеции (Westergard, 1929; Martinsson, 1975; Bengtson, 1977).

ЗОНА ECCAPARADOXIDES OELANDICUS

Сублиторальная среда осадконакопления, господствовавшая в самом нижнем кембрии не изменилась и позднее — в периоды формирования отложений зон Holmia и Protolenus. Отложения этих зон с небольшими пробелами покрывают всю поверхность Балтийской синеклизы. Однако условия осадконакопления в этом неритовом бассейне были не везде одинаковы по глубине. В восточной части синеклизы время от времени даже возникали условия литоральной зоны. Седиментация кембрия начинается здесь только от позднейшей части зоны Holmia. Быстрый темп осадконакопления и близость области сноса обусловили осаждение плохо отсортированного обломочного материала. Поэтому образовавшиеся песчаники в низах разреза часто содержат значительную примесь крупной, плохо окатанной кварцевой гальки и слабовыветрелого полевого шпата. В составе песчаников наблюдается значительное содержание окислов железа (до 37% Fe_2O_3). В верхах разреза отложились чередующиеся слои песчаников и алевролитов, местами даже глинистых алевролитов. Однако главной породой этой части синеклизы являются песчаные алевролиты или алевритовые песчаники, обычно серо-зеленого или ржавого цвета. Материал песчаной фракции размещается в породе беспорядочно либо составляет небольшие скопления или линзы. По В. Кежель (Kiežel, 1974), песчаные алевролиты содержат остроугранные зерна кварца диаметром от 0,03 до 0,6 мм (скважины Бартошице и Голдап). Иногда зерна кварца

Таблица

КОРРЕЛЯЦИОННАЯ СХЕМА КЕМБРИЯ ПОЛЬСКОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Система	Отдел		Зоны и подзоны	Западный район	Восточный район
КЕМБРИЙ	верхний		Acerocare		
		Peltura	Peltura scarabaeoides	Битуминозные аргиллиты с линзами органогенных пелитовых и мелкокристаллических известняков. До 2,3 м Peltura scarabaeoides scarabaeoides, Sphaerophthalmus humilis, Ctenopyge cf. pecten	
			Peltura minor	Битуминозные аргиллиты с линзами органогенных и мелкокристаллических известняков. До 1,9 м Peltura acutidens, Sphaerophthalmus alatus, Ctenopyge (Mesoctenopyge) tumida	
			Protopeltura praecursor		
			Leptoplastus		
			Parabolina spinulosa	Битуминозные аргиллиты с органогенными и мелкокристаллическими известняками. До 2,0 м Parabolina sp., Orusia lenticularis	Известняки и песчаники. До 1,0 м Olenus cf. truncatus, Homagnostus obesus
			Olenus + Homagnostus obesus	Битуминозные аргиллиты с прослоями и линзами органогенных и мелкокристаллических известняков. До 4,0 м Olenus wahlenbergi, Olenus cf. truncatus, Homagnostus obesus	
			Agnostus pisiformis	Битуминозные аргиллиты с прослоями мелкокристаллических известняков, внизу — с прослоями песчаников и алевролитов. До 4,6 м Agnostus pisiformis	
	средний	Paradoxides forchhammeri	Lejopyge laevigata	Известковые песчаники и конгломераты. До 3,3 м Lejopyge laevigata, Billingsella exporrecta	
			Jincella brachymetopa		
			Goniagnostus nathorsti + Triplagnostus lundgreni		
		Paradoxides paradoxissimus	Ptycagnostus punctuosus		
			Hypagnostus parvifrons	Песчаники, аргиллиты и глинистые алевролиты. До 140,0 м Paradoxides paradoxissimus, Paradoxides salopiensis, Hypagnostus parvifrons, Peronopsis scutalis, Peronopsis fallax	
			Tomagnostus fissus + Ptychagnostus atavus		
			Triplagnostus gibbus		
		Eccaparadoxides oelandicus	Eccaparadoxides pinus	Аргиллиты с редкими прослоями песчаников. До 160,0 м Eccaparadoxides pinus, Paradoxides sjoegreni	Разнозернистые песчаники, местами с карбонатным цементом. До 130,0 м
			Eccaparadoxides insularis	Глинистые алевролиты с глауконитом и скоплениями песчаного материала. До 40,0 м Eccaparadoxides insularis, Bailiella emarginata, Solenopleura cristata	Песчаники, алевролиты и аргиллиты с глауконитом. До 20,0 м Ellipsocephalus aff. jugoszowi, Lingulella sp.
	нижний		Protolenus	Песчаники с глауконитом и алевролиты. До 50,0 м Ellipsocephalus hoffi, Protolenus sp.	Песчаники и алевролиты. До 20,0 м
			Holmia	Алевролиты, песчаники с глауконитом и аргиллиты. До 225,0 м Strenuaeva primaeva, Strenuella cf. polonica	Аргиллиты и песчаники с прослоями железистых оолитов. До 140,0 м Strenuaeva primaeva, Holmia kjerulfi, Volborthella tenuis
			Mobergella	Песчаники с прослоями аргиллитов. До 95,0 м Mobergella holsti, Mobergella radiolata, Mobergella turgida	
			Platysolenites		
			Sabellidites	Песчаники (жарновецкая серия). До 150,0 м	
ВЕНД					

покрыты окисью железа. Редко встречаются выветрелые зерна микроклина и плагиоклаза, чаще — овальные или неправильные зеленые зерна глауконита (диаметром от 0,16 до 0,25 мм), который иногда составляет цементную массу. Глинистые породы состоят из чешуек иллита, перемешанных со слюдой и хлоритом. Небольшое количество карбонатов (кальцит, доломит, сидерит) входит в состав цемента.

Среди песчаных алевролитов находятся пачки сильно железистой породы с железистыми оолитами. Эти оолиты преимущественно овальные, с концентрическим строением, а ядра их составляют зерна кварца, реже циркона или непрозрачных минералов. Как сидериты, так и железистые оолиты образуют чаще всего два горизонта, приуроченных к верхним слоям зоны Holmia, не только в восточной части синеклизы в Польше, но и в западных районах Прибалтики.

Возраст вышеописанных отложений зоны определяется следующей руководящей фауной: *Holmia kjerulfi* Lnrs., *Strenuaeva primaeva* (Brögger.), *Volborthella tenuis* Schmidt.

ЗОНА PROTOLENUS

Переслаивающиеся песчано-алевритовые отложения развиты и выше, в зоне Protolenus. Эта зона из-за недостатка находок фауны и флоры — только в скважине Прабуты найдены единичные экземпляры *Protolenus* sp. и *Ellipsocephalus hoffi* (Scotheim) — выделяется в синеклизе лишь на основании литологической аналогии с достоверными отложениями зоны Protolenus в смежных районах. Близкий литологический характер пород зон Holmia и Protolenus подчеркивается еще и разнообразными седиментационными текстурами, возникшими в результате изменчивой динамики осадконакопления. Здесь широко развиты сложные биотурбационные образования, определяемые общим названием текстур типа «кракстен».

В кровле этого комплекса наблюдается горизонтальная слоистость породы, подчеркнутая тонкими прослоями глауконита и темного аргиллита, что является доказательством сравнительно спокойных условий седиментации в конце раннего кембрия.

СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ

В среднем кембрии, как и в нижнем, условия осадконакопления в морском бассейне по всей Балтийской синеклизе не были одинаковыми. Эти различия вызваны главным образом обмелением бассейна в восточной части синеклизы в результате тектонических движений, которые преобразовывали структуры древней платформы. В среднем кембрии продолжают существовать два седиментационных региона — западный и восточный. В литолого-стратиграфическом строении разрезов этих регионов проявляются существенные различия, что подчеркивается и результатами петрографических исследований М. Сикорской (Sikorska, 1979).

ЗОНА ECCAPARADOXIDES OELANDICUS

В зоне Eccaparadoxides oelandicus в восточной части синеклизы в условиях, близких к литоральным, образовались мелко-, средне- и разнозернистые песчаники. Это преимущественно арениты, реже кварцевые

ваки. Минеральный состав этих песчаников бедный и монотонный: преобладают хорошо окатанные зерна кварца округлой формы, реже попадаются зерна полевых шпатов (главным образом плагиоклаза), слюды, глауконита и акцессорных минералов. Цемент песчаников регенерационно-кварцевый и карбонатный. Иногда наблюдаются цементирующие агрегаты пирита и барита. Песчаники почти лишены цементационных текстур, однако изредка (скв. Голдап) встречается косая слоистость. Среди редких биогенных текстур имеются вертикальные ямки — следы жизнедеятельности организмов. Мелководные отложения, характерные для сублиторальной зоны с тенденцией к углублению, залегают на площади между скважинами Ольштын-2, Даржлюбе и Косьцежина. Это песчаники — мелкозернистые кварцевые арениты, переслаивающиеся аргиллитами и глинистыми алевролитами с многочисленными зернами глауконита. Появляются биогенные текстуры, главным образом — невертикальные ходы типа «Fodinichnia». Наблюдаются и текстуры деформации — проявления вдавливания и кластические жилы.

В западной части синеклизы отложения зоны Eccaparadoxides oelandicus — кроме самой нижней части разреза — состоят из осадков более глубокой части сублиторальной зоны, которая больше удалена от берега бассейна. Встречаются аргиллиты и алевролиты, переслаивающиеся пакетами с мелкозернистым песчаником (аренитами и кварцевыми ваками) разной мощности, а иногда и тонкие прослои известняка. В подошве разреза в песчаниках и алевролитах встречаются скопления глауконита. В песчано-глинистых прослоях наблюдаются текстуры всплывания и погружения, а также биотурбационные текстуры. Тут минеральный состав песчаников отличается от состава песчаников восточной части синеклизы большим количеством глауконита, полевых шпатов и слюды. Цемент песчаников преимущественно регенерационно-кварцевый, реже карбонатный и только иногда глинистый. Однако преобладающими породами в этой зоне западной части Балтийской синеклизы являются аргиллиты. Минеральный состав аргиллитов характеризуется иллитом и хлоритом; в небольшом количестве присутствуют беспорядочно размещенные глауконит, кварц, акцессорные минералы (зачастую в виде вростков в кварце) и слюды.

Максимальная мощность отложений зоны Eccaparadoxides oelandicus в восточной части синеклизы, где эта зона охватывает почти всю толщу среднего кембрия, равняется 131 м (скв. Бартошице), в западной части мощность зоны достигает 300 м. Данные отложения на докембрийской платформе в Польше имеют самое широкое распространение и наилучшую палеонтологическую документацию.

В западной части синеклизы эти отложения можно разделить аналогично разрезам Швеции (Westergård, 1936, 1946, 1953) на две подзоны: нижнюю подзону Eccaparadoxides insularis и верхнюю подзону Eccaparadoxides pinus.

В нижней подзоне преобладают следующие окаменелости: *Eccaparadoxides insularis* West., *Bailiella emarginata* (Lnrs.) и *Solenopleura cristata* Lnrs.

В верхней подзоне доминируют трилобиты: *Eccaparadoxides pinus* Holm., *Paradoxides sjoeareni* Lnrs. и сопровождающая фауна *Peronopsis fallax* Lnrs., *Triplagnostus praeourrens* (West.).

В всей же зоне Eccaparadoxides oelandicus чаще всего встречаются: *Ellipsocephalus polytomus* Lnrs., *Lingulella ferruginae* Salter, *Tromatobalus pristinus* (Matthow), *Acrotreta socialis* Seebach, *Acrothele granulata* Lnrs.

ЗОНА PARADOXIDES PARADOXISSIMUS

Отложения зоны Paradoxides paradoxissimus залегают к западу от линии Генриково-5 — Ольштын-2, то есть — в западной части синеклизы. Из характера отложений следует, что условия осадконакопления в морском бассейне этой части синеклизы мало изменились. Продолжают господствовать условия сублиторальной зоны, но они приобретают более мелководный характер. Отлагаются мелкозернистые песчаники — в основном кварцевые арениты, реже кварцевые ваки. В верхах разреза песчаники переслаиваются аргиллитами и алевролитами и изредка содержат тонкие прослои мелкокристаллических известняков. Здесь гораздо чаще, чем в низах разреза, глинистые полоски подчеркивают горизонтальную или косую слоистость песчаников. О спокойных условиях седиментации может свидетельствовать тип негоризонтальных биотурбационных текстур. Минеральный состав пород зоны Paradoxides paradoxissimus аналогичен составу пород зоны Paradoxides oelandicus.

Мощность отложений зоны Paradoxides paradoxissimus, вскрытых на площади между скважинами Хель, Леба-8 и Косьцежина, составляет 87—130 м.

Окаменелости, полученные из кернов, малочисленны, но вполне достаточно документируют выделенные подзоны. Подзону Trigplagnostus gibbus определяют *Peronopsis fallax* (Lnrs.), *Peronopsis scutalis* (Salter in Hicks), *Triplagnostus praecurrens* (West.). Подзону Ptychagnostus atavus и Tomagnostus fissus определяет ассоциация трилобитов: *Peronopsis scutalis* (Salter in Hicks), *Hypagnostus parvifrons* (Lnrs.) и *Paradoxides salopiensis* Cobb. Подзону Hypagnostus parvifrons определяет менее уверенно ассоциация трилобитов, которую можно встретить и ниже: *Paradoxides paradoxissimus* (Eahl.), *Hypagnostus parvifrons* (Lnrs.) и *Hypagnostus* sp. Среди этой фауны много представителей рода *Hypagnostus*, что дает основание для выделения последней подзоны.

ЗОНА PARADOXIDES FORCHHAMMERI

Отложения зоны Paradoxides forchhammeri принадлежат к реликтовым образованиям платформы. Они распространены только в наиболее северных районах республики — в районе Бялой Гуры и Желязной Гуры. Отложения состоят из мелкозернистых известковых песчаников с рассеянными зернами глауконита и примазками глин. В скважине Хель вскрыто около 20 см конгломерата, состоящего из мелкой гальки битуминозного известковистого песчаника и фосфоритовых конкреций в песчанисто-известковистом цементе. Кварц округлой формы, хорошо окатан. Фауна из цемента этого конгломерата позволяет бесспорно отнести его к подзоне Jincella brachymetopa и Lejopyge laevigata. Найденные экземпляры *Lejopyge laevigata* (Dalman) и *Billingsella exporrecta* (Lnrs.) отмечаются и в т. н. «экспорректовом конгломерате» в разрезах южной части острова Эланд, который представляет тот же стратиграфический уровень (Westergård, 1946).

ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ

Трансгрессивными отложениями наивысшего среднего кембрия (максимальная мощность 3,3 м в скважине Бяла Гура-1) начинается

новый седиментационный цикл, развивающийся дальше уже в верхнем кембрии. Распространение отложений верхнего кембрия ограничивается западней частью Балтийской синеклизы — западнее линии Желязна Гура — Ольштын-2 по маргинальной зоне докембрийской платформы.

На границе своего распространения верхний кембрий сложен мелкокристаллическими или пелитовыми известняками с прослоями мелкозернистых известковистых песчаников. Дальше, в глубине бассейна, наблюдаются черные битуминозные аргиллиты с известковистыми песчаниками в нижних слоях разреза, а в верхних слоях — с прослоями, линзами и гнездами известняков. Вместе с мелкокристаллическими битуминозными известняками встречаются светло-серые пелитовые и крупнокристаллические известняки, а также органодетритовые известняки, переполненные обломками трилобитов, а иногда и брахиопод. Кроме того, в аргиллитах найдены скопления кристаллического кальцита с текстурой типа «cone in cone».

Битуминозные аргиллиты и известняки образовались в более глубокой сублиторальной зоне, на значительном расстоянии от берега бассейна, куда не доходил терригенный материал. Ограниченная циркуляция воды и ее слабое проветривание создавали условия, благоприятствующие образованию пирита.

Фауна этих отложений дает основание для выделения следующих зон: Agnostus pisiformis, Olenus и Homagnostus obesus, Parabolina spinulosa, Peltura.

Самое широкое распространение среди отложений верхнего кембрия на докембрийской платформе в Польше принадлежит двум первым зонам. В зоне Agnostus pisiformis появляются скопления панцирей *Agnostus pisiformis* (Linn.), а зона Olenus и Homagnostus obesus богата окаменелостями *Olenus* of *truncatus* (Brunnich), *Olenus wahlenbergi* West. и *Homagnostus obesus* (Belt).

О третьей зоне Parabolina spinulosa имеется пока гораздо меньше данных, так как она очень бедна фауной. Эта зона выделена на основании экземпляров *Parabolina* sp. и *Orusia lenticularis* (Wahl).

Четвертой зоны Leptoplastus и низов пятой зоны (подзоны Protopeltura praecursor) в пределах синеклизы не обнаружено. К пятой зоне Peltura принадлежат только две верхние подзоны: Peltura minor и Peltura scerabaeoides.

Подзону Peltura minor документируют многочисленные экземпляры, принадлежащие к *Peltura acutidens* Brögg., *Sphaerophthalmus alatus* (Boeck), *Ctenopyge* (*Mesoctenopyge*) *tumida* West. Подзона Peltura scarabaeoides тоже хорошо документируется трилобитами *Sphaerophthalmus humilis* (Phillips), *Ctenopyge* cf. *pecten* (Salter), *Peltura scarabaeoides* (Wahl).

Профиль верхнего кембрия в западном районе завершается подзоной Peltura scarabaeoides. В восточном районе у границы современного распространения верхнего кембрия профиль заканчивается зоной Olenus и Homagnostus obesus и, возможно, местами зоной Parabolina spinulosa.

ЛИТЕРАТУРА

Areń, B., Lendzion, K., Jaworowski, K. Lithological and stratigraphical characteristics of Vendian Platform Deposits and the basement of the Lower Cambrian in Poland. — In.: Correlation of the Precambrian. Vol. 2 Soviet Committee for Inter. Corr. Programme. Moscow, 1977, p. 65—69.

Areń, B., Lendzion, K. Stratygrafia i litologia wendu i kambru dolnego na platformis prekambryjskiej w Polsce. — W.: Wybrane problemy stratygrafii i litologii wendu oraz dolnego kambru na platformie prekambryjskiej w Polsce. — Prace Inst. Geol., 1978, **90**, Warszawa, s. 7—49.
Bednarczyk, W. Prekambr i kambr wyniesienia Łeby (NW Polska). — Acta Geol. Pol., 1972, **22**, N 4, Warszawa, s. 685—709.
Bednarczyk, W., Turnau-Murawska, M. Litostratygrafia osadów kambru i wendu e rajonie Łeby. — Acta Geol. Pol., 1975, **25**, N 4, Warszawa, s. 537—564.
Bengtson, S. Aspects of the problematic fossils in the Early Palaeozoic. — Acta Univ. Ups. Abst. of Uppsala. Dissertations from the Faculty of Science, Uppsala, 1977, p. 415.
Juskowiakowa, M. Seria żarnowiecka — najistarsze skały pokrywy osadowej w szęści syneklizy perybałtyckiej. — Kwart. geol., 1976, **20**, N 4, Warszawa, s. 683—696.
Kiezel, W. Kambr — W niki badań petrograficznych. — W.: Profile głębokich otworów wiertniczuch Instytutu Geologicznego: zesz. 14—Bartoszyce IG-1, Goldap IG-1. Warszawa, 1974, s. 207—213.
Lendzion, K. Eokambr i kambr w otworze Żarnowiec IG-1. — Przegl. Geol., 1970a, **7**, Warszawa, s. 343—344.
Lendzion, K. The Cambrian Introduction. North-East Poland. Paleogeography. — In.: Geology of Poland, Vol. **I**, part 1, Warszawa, 1970b, p. 137—138, 157—166, 171—173.
Lendzion, K. Kambr subholmiowy w pólnocno-wschodniej Polsce. — Kwart. Geol., 1972, **16**, N 3, Warszawa, s. 557—568.
Lendzion, K. Stratygrafia kambru zachodniej szęści syneklizy perybałtyckiej. — Biul. Inst. Geol., 1976, **270**, Warszawa, s. 59—76.
Martinsson, A. The Cambrian of Norden. — In: Lower Palaeozoic Rocks of the World. Vol. **2**, London—New-York—Sydney—Toronto, 1974, p. 185—283.
Rydnewska, K. Opracowanie petrograficzne kambru z wiercenia Kościerzyna IG-1 (manuskrypt). Inst. Geol. Warszawa, 1974.
Sikorska, M. Petrografia osadów kambru środkowego w syneklizie perybałtyckiej. — Kwart. geol., 1979, **23**, N 1, Warszawa, s. 103—121.
Westergård, A. H. A deep boring through Middle and Lower Cambrian strata at Bornholm, Isle of Öland. — Sver. Geol. Und. Ser. C., 1929, **355**, Stockholm, p. 3—19.
Westergård, A. H. Paradoxides oelandicus Beds of Öland. — Sver. Geol. Unders. Ser. C., 1936, **394**, Stockholm, p. 1—66.
Westergård, A. H. Agnostidea of the Middle Cambrian of Sweden. — Sver. Geol. Und. Ser. C., 1946, **477**, Stockholm, p. 1—107.
Westergård, A. H. Non-agnostidean trilobites of the Middle Cambrian of Sweden. III. — Sver. Geol. Und. Ser. C., 1953, **526**, Stockholm, p. 1—42.

K. Lendzion

BALTI SÜNEKLIISI POOLA ALA KAMBRIUMI STRATIGRAAFILINE JA LITOFATSIAALNE PROFIIL

Resümee

Esitatakse koondläbilõige Balti sünekliisi Poola territooriumile jääva lõunaosa kambriumist, andes nii kihtide litoloogilise iseloomustuse, fatsiaalsete kujunemistingimuste interpretatsiooni kui ka paleontoloogiliste leidude loetelu. Viimastest on kaalukama tähtsusega trilobiitide kivistised, eriti kesk- ja ülemkambriumi osas, mis võimaldavad siin läbilõike jaotada vöödeks ja alamvöödeks ning koos sellega edukalt rööbistada Poola kambriumi profiil Skandinaavia liigestusskeemiga.

Näidatakse, et Poola territooriumil on läbilõige täielikum sünekliisi lääneosas, eriti kesk- ja ülemkambri kihtide osas, mistõttu see piirkond on kasutatav tugiprofiilina kogu platvormi jaoks. Läbilõike basaalosas eraldatavatest Zarnowiecka seeria liivakividest aga uusi paleontoloogilisi leide pole lisandunud, mistõttu vaadeldava settekeha vanus on jää-

nud endiselt tinglikuks — oletatavalt hilisvendi ülaosa ja trilobiitide-eelse kambriumi kihtidele vastavaks.

K. Lendzion

CAMBRIAN BIO- AND LITHOSTRATIGRAPHICAL SEQUENCE OF THE BALTIC SYNECLISE IN POLAND

Summary

The sections are stratigraphically the most completely developed in the western part of the studied area, especially with respect to Middle and Upper Cambrian. Their extraordinary rich palaeontological material makes the sequence a standard of these subsystems for the entire East European Platform.

The general stratigraphic sequence of the Cambrian deposits with their lithological characteristics, interpretations of environmental fossils have been represented.

The most important for stratigraphy among the fossil finds are trilobites appearing here only in the second part of the Holmia Zone. According to trilobite finds all the trilobite-bearing sections are subdivided into zones and subzones and correlated with that of Scandinavian sections.

The palaeontologically determined Cambrian deposits are underlain by the Żarnowiec Series, which is devoid of fossils and its stratigraphic position is disputable up to now.

УДК 551.72+551.732(476—14)

В. Бессонова

СТРАТИГРАФИЯ И ФАЦИИ ВЕРХНЕВЕНДСКО-КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДА БЕЛОРУССИИ

Комплексный анализ фактического материала, имеющегося по скважинам нефтепоискового и картировочного бурения Управления геологии БССР в восточной части Подлясско-Брестской впадины, а также по новым многочисленным структурным скважинам Западной экспедиции глубокого бурения треста «Союзбургаз» на Прибугской площади, расположенной между скважинами 29-К и 26-К (рис. 1), позволил разработать местную стратиграфическую схему верхнего венда и кембрия для юго-запада Белоруссии (Бессонова, Пискун, 1977, 1978, 1979). В 1980 году она была принята нижнепалеозойской секцией БелРМСК за основу при выработке стратиграфической схемы кембрия Белоруссии.

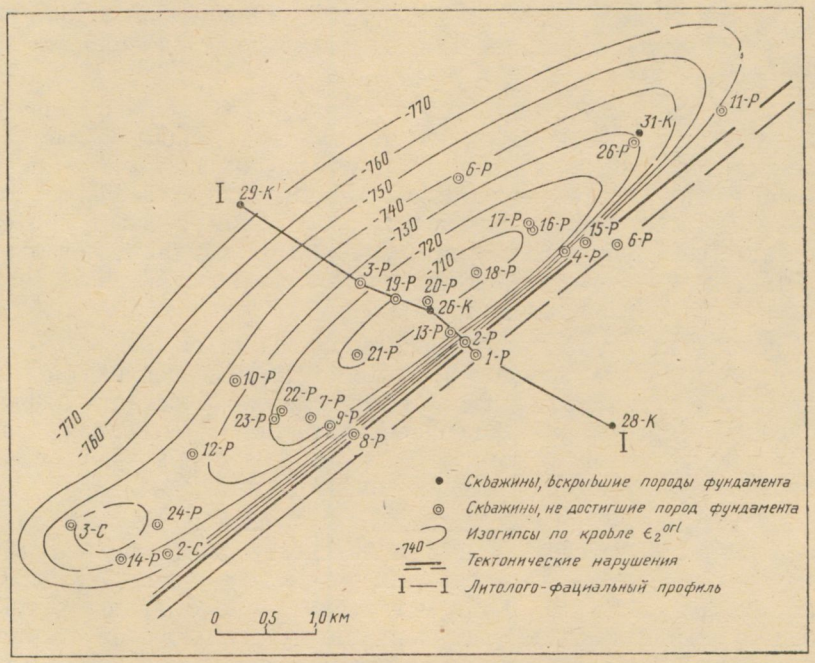


Рис. 1. Схема расположения скважин и структурная карта по кровле орлинской свиты Прибугской площади.

Основной единицей расчленения вендских и кембрийских отложений на рассматриваемой территории избрана свита. В процессе крупномасштабного геологического картирования на Прибугской площади (1978—1981 гг.) выявилась целесообразность выделения и более мелких подразделений в ранге пачек. Как показал опыт изучения скважин названного района, эти пачки, имея четкую литологическую и геофизическую характеристику, дают ценный материал для построения структурных карт, геологических профилей, для прослеживания по площади фациальных изменений и колебаний мощностей пластов-коллекторов и пластов-покрышек, что представляет большое практическое значение при определении пригодности локальных структур под газохранилища.

Разработанная стратиграфическая схема неоднократно рассматривалась на рабочих совещаниях польско-советской группы и обсуждалась на симпозиуме по состоянию стратиграфической основы постбалтийского кембрия Восточно-Европейской платформы (Таллин, 1980). Данные же по строению стратотипов свит, их палеонтологическому и вещественному составу, корреляции с одновозрастными образованиями соседних территорий приведены в нескольких публикациях (Бессонова, Пискун, 1977, 1978, 1979). Поэтому в настоящей работе уделено внимание только тем аспектам стратиграфической схемы верхнего венда и кембрия, которые были уточнены и детализированы на новом этапе работы польско-советской группы (1978—1981 гг.). Перечислим эти аспекты:

1. Основание верхнего венда юго-восточной и восточной зон Подлясско-Брестской впадины слагается не «гдовской» свитой валдайской серии (Махнач и др., 1976), а нижележащей пестроцветной гравелито-песчаной толщей (гирской свитой) мощностью до 112 м. Залегает она (с явным перерывом) на глубоко выветрелых вулканитах и пирокластических породах волынской серии нижнего венда. Стратиграфическими аналогами гирской свиты являются нижнечарторыйская подсвита Волыни, мяркисская, а, возможно, и яшюняйская свиты Южной Прибалтики.

2. Вышележащая красноцветная аркозовая гравелито-песчаная толща, именуемая ранее как «гдовская» свита, повсеместно имеет двухчленное строение и состоит из двух пачек: нижней — песчано-гравелитовой и верхней — песчаной. Общая мощность свиты составляет 22—65 м. По положению в разрезе и минеральным критериям она соответствует межинской свите Оршанской впадины, семятычской свите ПНР, верхнечарторыйской подсвите и колковской свите Волыни, а также руднинкайской свите Литвы.

3. Две названные толщи нижней части валдайской серии относятся, по-видимому, к редкинскому горизонту стратиграфической шкалы, что подтверждается залеганием этих толщ ниже биостратиграфически определенных образований котлинского возраста (Бессонова, Пискун, 1979) с иным парагенезом пород и составом породообразующих, акцессорных, глинистых и аутигенных компонентов (рис. 2).

4. Возрастные аналоги котлинского и ровенского горизонтов Юго-Запада Белоруссии в структурном и литологическом отношении тесно связаны друг с другом. На отдельных участках — скв. 17-К, д. Страдечь (Бессонова, Пискун, 1977) — это единая по строению и литологическим критериям толща. Граница между каниловской и рытской свитами устанавливается здесь, главным образом, по биостратиграфическим данным. Отсутствие признаков визуального перерыва между названными стратиграфическими подразделениями, сходный парагенез

Стратиграфия: Отдел	Горизонт	Серия	Свита	Пачка	Мощность, м	Основные типы и парагенезы пород, %	Породообразующие минералы, %	Акцессорные минералы	Глинистые минералы	Аутигенные минералы
$Є_2$			Орлинская	П Г+А П	10-73	А – 12 П – 78 (м/з, с/з)		амфибол, рутил, циркон	ГС (КЛ)	хлорит, пирит, доломит, кальцит, г-окислы Fe
$Є_2$	Кивартайский	Высоковская	Стабская		17-44	Г – 19 А – 12 Г+А – 32 П – 30		циркон, титановые	ГС КЛ	глауконит, сидерит, анкерит, титановые
$Є_1$	Вергальско-раусбский	Высоковская	Бугская	А+П Г+А Г+А+П	58-100	Г – 15 А – 22 П – 20 Г+А – 22		турмалин, рутил, амфибол, циркон	ГС КЛ (СМС)	кальцит, сидерит, Fe-доломит, пирит, г-окислы Fe
$Є_1$	Талсинский	Высоковская	Слановская		75-148	А – 39 П – 55 (м/з, с/з)		рутил, турмалин, циркон	ХЛ ГС КЛ	апатит, Fe-карбонаты
$Є_1$	Лонтобаский	Балтийская	Страдечкая	П Г П Г+А П Г+А+П	до 30 73-125	Г – 57 А – 11 П – 18 (м/з, с/з) П – 10 (р/з)	МК	амфибол, циркон, апатит, гранат	СМС, КЛ ГС, ХЛ, КЛ КЛ, ГС, ХЛ КЛ, ГС	доломит, глауконит, хлорит, г-окислы Fe
$Є_1$	Робенский	Балтийская	Рытская		11-25	Г – 29 А – 22 П – 27 (м/з, с/з)	МК		СМС, КЛ, ХЛ ГС, (М)	глауконит, титановые
V_2	Котлинский	Валдайская	(Канилобская)		10-40			турмалин, амфибол, эпидот, монацит, апатит	ГС, КЛ ХЛ, (М)	барит, титановые
V_2	Редкинский	Валдайская	(Мехнинская)	П П+К	22-65	П – 52 П+К – 35	МК	апатит, циркон, турмалин, амфибол, лейкоксен	КЛ, ГС, (М)	доломит, сидерит
V_2	Редкинский	Валдайская	Гдирская		26-112	А – 19 П – 59 К – 22		апатит, гранат, магнетит, ильменит	ГС, ХЛ, СМС, М	анкерит, сидерит

кварц · пол. шпаты · глауконит · обломки · слюды

Рис. 2. Стратиграфическое расчленение и характерные признаки строения и состава образований верхнего венда и кембрия юго-запада Белоруссии.

Г — глины, А — алевролиты, П — песчаники, К — гравелиты, + — переслаивание; м/з, с/з, р/з — типы зернистости песчаников, МК — преобладание микроклина среди калишпатов, ГС — гидрослюда, КЛ — каолинит, ХЛ — хлорит, М — монтмориллонит, СМС — смешанослойные минералы, () — примесные количества.

пород, общность площадного распространения, единая направленность в изменении фаций — эти признаки также говорят о близости данных отложений в литологическом аспекте.

Некоторые различия в составе глинистых и аутигенных минералов, которые отмечены на рис. 2, зависят, по нашему мнению, в большей мере от исходного материала питающих провинций и влияния длительного континентального перерыва в предстрадечское время, нежели от смены климатических условий и физико-химической среды седимен-

тационного бассейна на уровне перехода от котлинского горизонта в ровенский. Правда, на этом уровне появляется важный минерал глауконит, а также новые виды органических остатков, которые бесспорно свидетельствуют о некотором изменении солевого и газового состава воды в бассейне на данном уровне. Однако эти изменения вряд ли можно считать определяющими, ибо по всем другим геологическим данным осадки котлинского и ровенского возраста отлагались в едином седиментационном бассейне, развитие которого связано с формированием на юго-западном крае Восточно-Европейской платформы Кишиневско-Львовско-Кобринского прогиба или, по терминологии белорусских геологов, Мазовецко-Приднестровской зоны перикратонных спусканий. Для этой структуры характерно увеличение мощностей и смены фаций в юго-западном направлении в сторону Галицийской геосинклинальной области. Благодаря новой перестройке структурного плана, перемычка, отделявшая в редкинское время платформенный бассейн от предгорного прогиба байкалид, прекратила свое существование. Это вызвало начало новой трансгрессии, которая распространилась на значительные участки платформы, в том числе и на территорию современной Подлясско-Брестской впадины.

5. Наиболее четкая и ярко выраженная граница перерыва в осадконакоплении повсеместно прослеживается в подошве страдечской свиты и ее аналогов. Она проявляется в наличии субаэральной коры выветривания в кровле рытской свиты, а в основании страдечской свиты — в наличии базального гравийно-песчаного горизонта с окатанными гальками гранитоидов, кварцитов, фосфоритов и других пород, в которых отмечается обильное содержание аллотигенного каолинита и гидроокислов железа в цементе. На том же уровне наблюдается изменение комплекса органических остатков, породообразующих компонентов, глинистых минералов. В больших количествах появляется глауконит. По латерали отмечается трансгрессивное залегание страдечской свиты на размытых до разного уровня породах ровенского и редкинского возраста или непосредственно на отложениях волынской серии.

Страдечские образования имеют отчетливое ритмичное строение. В более полных разрезах (мощностью 114—125 м) на юго-востоке и юге Подлясско-Брестской впадины выделяются три крупных седиментационных ритма, на остальной территории — два и редуцированная часть нижнего ритма алеврито-глинистого состава. Песчаные пачки ритмов являются прекрасными реперами при корреляции разрезов по площади.

6. Алеврито-песчаная пачка мощностью 30 м (скв. 17-К, гл. 659—689 м; Бессонова, Пискун, 1978) неясного стратиграфического возраста, залегающая между горизонтами «синих глин» и спановской свитой, является неопределенной по своему стратиграфическому положению. Логически она может быть рассмотрена как базальное основание постбалтийского кембрия, однако по всем признакам эта пачка принадлежит предшествующему этапу седиментации: сходство качественного и количественного содержания кластогенных компонентов терригенных пород (кварца — 75—90%; полевых шпатов — 5—15%, слюд — 10%) и одинаковая ассоциация акцессорных (апатит, гранат, амфибол, циркон), аутигенных (доломит, глауконит, хлорит, фосфат, гидрогетит) и глинистых (гидрослюды, смешанослойные, каолинит) минералов — все это связывает ее со страдечской свитой. Более того, в кровле верхней глинистой пачки страдечской свиты среди глинистых компонентов очень мало каолинита, тогда как выше и ниже по раз-

резу, по данным Н. Н. Левых, он достигает 60—80%. Поэтому можно считать, что кора выветривания на этом уровне отсутствует и данная пачка может быть рассмотрена и как регрессивная часть балтийского этапа осадконакопления. Кроме того, контакт с вышележащей спановской свитой резкий и неровный, маркированный углублениями, которые заполнены песчаным материалом.

7. Образования талсинского возраста (спановская свита) представлены в Подлясско-Брестской впадине пестроцветной терригенной толщей мощностью 75—148 м. Спорадически отмечаются маломощные прослои глин. Мощности свиты постепенно увеличиваются в западном и юго-западном направлениях: минимальные (75 м) характерны на северо-востоке у современного контура ее распространения. Это свидетельствует о том, что граница бассейна спановского времени располагалась далеко за его пределами.

Детальное изучение и корреляция смежных разрезов позволили выявить некоторые изменения в латеральном строении свиты. Восточная зона целиком представлена песчаниками. К западу (скв. 1-оп, 12-К, 25-К и др.) основные типы пород группируются в крупные ритмы трансгрессивного ряда. Каждый из них начинается более грубозернистыми разностями песчаников (средне-мелкозернистых, реже крупно-среднезернистых) и заканчивается обычно алевролитами. Мощность их невелика, поэтому на литолого-фациальном профиле они не показаны. В районе Прибугской площади на разном стратиграфическом уровне преобладают то мелкозернистые песчаники, то песчаные крупнозернистые алевролиты, которые на некоторых участках сменяются маломощными прослоями средне- или разнозернистых песчаников, глинистых алевролитов, тонкослоистых глинисто-песчано-алевритовых или глинисто-алевритовых пород, реже глин. В целом, с востока и юго-востока на запад осадки становятся более тонкими и в них увеличивается объем алевролитов. В юго-западной зоне (скв. 17-К, гл. 535—659 м) свита представлена двумя толщами: нижней — алеврито-песчаной и верхней — алевритовой, с редкими прослоями каолинитовых глин.

Нижняя граница спановской свиты на большей территории восточной части Подлясско-Брестской впадины отчетливая, о чем уже было сказано выше. Верхняя граница литологически менее четкая. Она проводится по линии смены пестроцветных песчаных или алевритовых пород спановской свиты сероцветными глинами, алевролитами или беловатыми «сахаровидными» песчаниками бугской свиты. Признаки перерыва, вероятно не очень значительного, фиксируются по каолинитизации пород, по многочисленным стяжениям окисленных железистых карбонатов и пирита, а иногда по наличию крупных каверн выщелачивания. По каротажным данным, нижняя и верхняя границы свиты повсеместно проводятся уверенно. Спановская свита сопоставляется с образованиями талсинского горизонта по положению в разрезе и по появлению нескольких видов рода *Baltisphaeridium*.

8. Отложения вергальско-раусвеского возраста (бугская свита) ранее условно расчленялись на две толщи (подсвиты): нижнюю (bg_1) и верхнюю (bg_2). Граница между ними проводилась обычно по данным каротажа, но детальное изучение строения разрезов и минерального состава глинистых и терригенных пород этих толщ позволило определить между ними как черты сходства, так и некоторые отличия.

По палеонтологическим данным, эти подсвиты четко не обособляются. Объем и границы бугской свиты в целом подтверждены вертикальным распределением богатого и разнообразного комплекса акритарх, отличного от комплекса подстилающих и покрывающих отло-

жений. На этом уровне впервые появляются *Baltisphaeridium ciliosum* Volk., *B. compressum* Volk., *B. varium* Volk. Два последних прослежены от подошвы до кровли бугской свиты. В верхней части определены также акритархи рода *Tasmanites volkovae* Kirjanov. Этот комплекс акритарх позволяет отнести вмещающие отложения к вергальско-раусвескому возрасту и скоррелировать бугскую свиту с одновозрастными образованиями Прибалтики и Украины. Кроме акритарх из основания бугской свиты прослежены песчаные фораминиферы, хиолиты, трубчатые образования неясного систематического положения с вертикальными ребрами, *Lingulella* sp. и *Volborthella tenuis* Schm. (Бессонова, Пискун, 1979, стр. 117).

В настоящее время — на основании анализа каротажных диаграмм и имеющегося кернового материала всех скважин Прибугской площади — бугская свита по типам пород и их количественным соотношениям отчетливо подразделяется на три пачки (снизу вверх): глинисто-песчано-алевролитовую, алевролито-глинистую и алевролито-песчаную (рис. 2, 3). По площади они заметно изменяются по мощностям (соответственно, 12—35, 37—44 и 12—18 м) и соотношению терригенных и глинистых пород (рис. 3). В двух пачках доминируют песчаники и алевролиты, в которых установить биостратиграфическую границу между вергальским и раусвеским горизонтами практически невозможно.

9. Образования кибартайского возраста (ставская свита) по площади также имеют непостоянное строение (рис. 3), однако они повсеместно сложены однотипными, преимущественно сероцветными глинистыми породами, переслаивающимися алевролитами и реже песчаниками, контакты между которыми часто неровные, с элементами размыва. Отмечаются и мелкие складки сползания. Мощность свиты 17—44 м. Выделяется свита в разрезах кембрия постоянным, прослоями

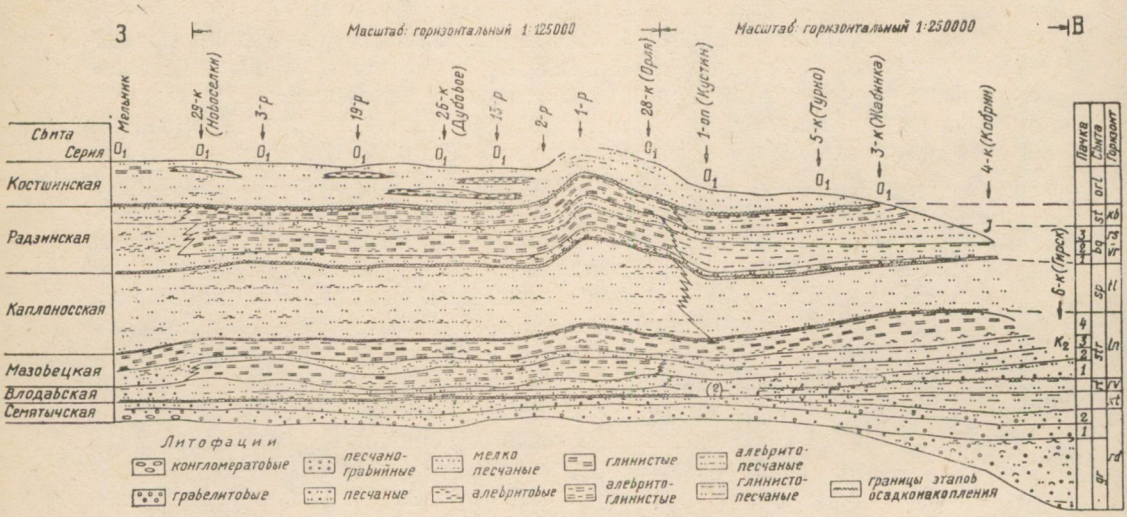


Рис. 3. Литолого-фациальный профиль (Восточная Польша — Юго-Западная Белоруссия).

Индексы горизонтов: rd — редкинский; kt — котлинский; ln — лонтоваский; tl — талсинский; vr — rs — вергальско-раусвеский; kb — кибартайский. Индексы свит: rt — рытская; str — страдечская; sp — спановская; bg — бугская; st — ставская; orl — орлинская.
В левой колонке приведены стратиграфические подразделения верхнего венда и кембрия Восточной Польши по Б. Ареню и К. Лендзион (1979).

очень обильным присутствием аутигенного глауконита и многочисленными ходами илоедов. Характерны также стяжения и вкрапления железистых карбонатов (сидерит, анкерит), тонкие органические пленки коричневого цвета, послойные скопления мусковита. В верхней части разреза нередко имеются стяжения тонкоагрегатного каолинита, а по трещинам и в цементе песчаников и алевролитов — выделения халькопирита, галенита, сфалерита.

Данных для сопоставления отложений ставской свиты с породами кибартайского возраста Прибалтики пока явно недостаточно (Бессонова, Пискун, 1977, 1978, 1979). Главными критериями для этого могут служить лишь следующие признаки: сходные типы пород, новый бурный расцвет илоедов, обильное содержание аутигенного глауконита, появление в низах ставской свиты беззамковых брахиопод среднекембрийского возраста (заключения В. Коркутиса), значительно обедненный (по данным Л. В. Пискун) по сравнению с породами бугской свиты комплекс акритарх, а также корродированность большинства лейосферидиевых форм и других водорослевых остатков пиритом. Ниже и выше отложений ставской свиты подобные явления не отмечались.

10. Орлинская свита, завершающая разрез среднего кембрия, имеет самую минимальную площадь распространения на юго-западе Белоруссии. Свита характеризуется разной полнотой разрезов и значительными колебаниями мощности, что в основном обусловлено их неравномерным размывом в предордовикский перерыв. Максимальные мощности свиты (62—73 м) вскрыты в западной части изученной территории. За пределами БССР, в скв. Мельник мощность возрастных аналогов орлинской свиты примерно такая же — 65 м. К северу, востоку и югу мощности свиты сокращены до 42—31 м, а на северо-востоке — до 10—3 м.

В наиболее полных и типичных разрезах орлинская свита имеет трехчленное строение. В нижней и верхней части она сложена песчаными пачками мощностью, соответственно, 28—43 и 11—26 м, а в средней части — глинисто-алевролитовой пачкой мощностью 5—13 м. Положение последней в разрезе неустойчиво и не выдержано по простиранию. В отдельных районах среди песчаных отложений орлинской свиты по каротажным данным выделяются две глинисто-алевролитовые пачки (рис. 3). В сокращенных разрезах, как правило, сохранились от денудации только песчаники нижней пачки.

Рассматриваемая часть разреза кембрия крайне бедна органическими остатками. Только в глинистых прослоях обнаружены единичные акритархи *Leiosphaeridia* sp., *Tasmanites* sp., *Micrhystridium* sp., *Baltisphaeridium* sp., которые не определяют возраста свиты. По литологическим признакам (светлая окраска песчаных пород, преимущественно кварцевый состав, нередко высокая сортировка, а иногда и хорошая окатанность обломочного материала и т. п.), а также по стратиграфическому положению орлинская свита сопоставляется, с большой вероятностью, с костшинской серией Восточной Польши (рис. 3) и дейменаскими отложениями Прибалтики. Вывод о среднекембрийском возрасте надкибартайской толщи Белоруссии косвенно подтверждается материалами по Восточной Польше, где на данном уровне обнаружены руководящие виды трилобитов, указывающие на принадлежность их к зоне *Paradoxides oelandicus* (Lendzion, 1969).

Разработанная схема стратиграфии верхнего венда и кембрия уже в течение ряда лет с успехом используется при крупномасштабных геологоразведочных работах Западной экспедиции глубокого бурения

треста «Союзбургаз» и при построении структурных и изопахических карт. Поэтому можно считать, что она прошла серьезную апробацию.

Анализ преобладающих типов отложений и особенностей изменения строения стратиграфических подразделений верхнего венда и кембрия выявил определенный комплекс литофаций и закономерностей их смены в вертикальном направлении, а также по простиранию. Диапазон литофаций довольно широк — от существенно грубозернистых отложений (конгломератовые и гравелитовые) до пелитовых. Эти фациальные соотношения отдельных типов пород в разрезе от скв. 6-К района Гирска на востоке до скв. Мельник на западе отображены на литолого-фациальном профиле (рис. 3).

Реконструкции фациальных обстановок выполнены с учетом характера чередования пластов и слоев, изучения вещественного состава и определения основных генетических признаков. Данные по соотношению основных типов пород и их минерального состава приведены на рисунке 2. Кроме того, в тексте дополнительно приведены такие диагностические признаки, которые отражают динамику и характер переноса материала и формирования осадка. К их числу относятся гранулометрический состав, охарактеризованный через коэффициенты сортировки S_0 и медианный диаметр Md обломочного материала, а также окатанность и характерные текстуры. При определении генезиса пород большую пользу оказали методические рекомендации Н. Д. Наливкина (1955, 1956) и Л. Н. Ботвинкиной (1960, 1962).

Положительные тектонические движения конца волынского времени, приведшие к глубокому выветриванию и размыву ротайчицких отложений, в начале гирского периода сменяются отрицательными. Это было обусловлено коренной перестройкой структурного плана юго-западного края Восточно-Европейской платформы, начинавшейся на границе волынского и валдайского этапов осадконакопления. Об этом свидетельствует образование новых бассейнов седиментации, связанных с Мазовецко-Приднестровской зоной перикраторных опусканий. В значительной мере перераспределились области денудации и аккумуляции. В валдайское время наиболее интенсивное прогибание испытывал юго-восточный регион (Прутская впадина). На Волыни и в пределах Подлясско-Брестской впадины в гирское время в прогибание были вовлечены лишь восточные районы. Это позволяет предполагать, что бассейны седиментации были небольшими и узкими и, вероятно, представляли серию неглубоких прогибов, расположенных у подножия сильно расчлененного вулканического плато. При этом появились и новые источники сноса. Судя по обломкам гравийно-галечного материала гирской свиты и ее аналогов, денудации подвергались не только волынские эффузивные и вулканогенные породы, но и более древние образования — вплоть до кристаллического основания. Весьма характерное для гирской свиты мелкоритмичное строение, проявляющееся в смене гравийно-песчаных, гравийных, реже конгломератовых пород мелкозернистыми песчано-алевритовыми, а иногда и пелитовыми породами, показывает неустойчивый, но, в основном, активный тектонический режим области осадконакопления.

Существенное преобладание в рассматриваемых отложениях пестроцветных грубозернистых отложений полимиктового, вулканомиктового и аркозового состава; низкая степень сортировки и окатанности обломочного материала; массивная или однонаправленная крупная косая или мелкая косая, а также косо-волнистая, полого-волнистая и горизонтальная разновидности слоистости; резкие контакты между гравийно-песчаными и алеврито-песчаными элементами ритмов — все

это свидетельствует о резкой смене фациальных обстановок, что наиболее типично для континентальных условий формирования осадков. Преимущественное развитие, по-видимому, имели фации временных потоков, речные и озерные образования холмистой аккумулятивной равнины.

Отложения второй половины редкинского времени по доминирующим типам пород, их минеральному и гранулометрическому составу, окатанности и сортировке (S_0 — 5,2—9,6), характеру слоистости близки по условиям к нижележащим, а поэтому, в основном, классифицируются как континентальные. Однако строение верхней пачки, представленной в значительном объеме, а иногда и полностью средне-мелкозернистыми песчаниками, дает основание предполагать, что здесь имеют место и фации прибрежной зоны пресноводного мелководного бассейна (подводная дельта, собственно побережье, пляж, приливно-отливные участки). Так, в этой пачке встречаются и сравнительно хорошо окатанные разновидности песчаников, иногда с высокой сортировкой кластических компонентов (S_0 — 1,6—2,1). Часто они переслаиваются прослоями глин, ритмично-слоистых алеврито-глинистых пород и алевролитов, нередко сильно слюдистых (до микалитов). Наблюдается сочетание тонкой горизонтальной, полого-волнистой, косо-волнистой и линзовидной или крупной однонаправленной косой слоистости, реже встречаются горизонтальный и косо-волнистый или разнонаправленный косой типы слоистости.

Хочется также подчеркнуть, что осадки позднередкинского времени отлагались на значительно выровненной поверхности подстилающих отложений при дальнейшем прогибании территории. Поэтому они распространены повсеместно как на юго-западе Белоруссии, так и в Восточной Польше. Состав породообразующих компонентов, среди которых доминируют полевые шпаты (в основном решетчатый микроклин) и прослоями хлоритизированный биотит при отсутствии вулканогенных обломков (за исключением основания толщи), свидетельствует о том, что породы волынской серии и гирской свиты уже в начале второй половины редкинского времени были повсеместно перекрыты более молодыми образованиями, а областью питания являлись в основном магматические породы. Более однородное строение осадочных толщ этого этапа седиментации и отсутствие четкой ритмичности в смене пород разного гранулометрического состава показывает, что осадки отлагались в более стабильной тектонической обстановке, с постепенным ослаблением переменного режима к концу редкинского времени.

На литолого-фациальном профиле видно, что резких изменений по латерали в строении рассматриваемых отложений не отмечается. Некоторое погрубение осадков наблюдается в целом к западу от скв. 29-К, где гравелитовые литофации сменяются конгломератовыми, что указывает на близость краевых зон бассейна седиментации. В кровле аналогов межинской свиты, как правило, значительно возрастает количество кварца, аутигенных компонентов, в том числе каолинита, хлорита, гидроокислов железа. Эти признаки предполагают наличие перерыва в осадконакоплении. Однако длительность аэрального выветривания, видимо, была непродолжительной.

При послойной корреляции разрезов котлинского и ровенского (рытская свита) возраста отчетливо видно, что в юго-западной части Подлясско-Брестской впадины доминируют алеврито-глинистые фации, а в северной и северо-восточной части — песчаные. Отложения данного седиментационного этапа в основании представлены несколько

более грубозернистыми фациями — алеврито-песчаными и алевритовыми, кверху сменяющимися тонким переслаиванием слюдистых глин и алевролитов, иногда «ленточного типа», а еще выше — алевритовыми глинами. Преобладающая горизонтальная, а нередко и линзовидная, горизонтально-волнистая слоистость, состав глинистых и аутигенных компонентов (рис. 2), обилие фитопланктона и другой органики, а также сероцветная окраска пород приводят к выводу, что большая часть рассматриваемой территории была перекрыта мелководными бассейновыми образованиями пониженной солености, сменяющимися к северу и востоку алеврито-песчаными фациями прибрежной аккумулятивной равнины, временами заливавшейся водами бассейна. Краевые восточные зоны современного контура распространения котлинского и ровенского горизонтов, а также наиболее грубозернистые песчаные осадки подошвы котлинского горизонта — гдовской свиты — по структурно-текстурным признакам можно квалифицировать как континентальные. В целом, осадки котлинско-ровенского времени отложились в условиях минимального развития трансгрессии, наступавшей с юго-запада. Это доказывается сходством строения и состава каниловской свиты Волыно-Подолии с ее стратиграфическими аналогами в Подлясско-Брестской впадине, а также редуцированностью отложений ровенского возраста. В разрезе котлинско-ровенского этапа осадки рытской и ровенской свит являются, по-видимому, регрессивным элементом, отражающим отступление первой эпиконтинентальной трансгрессии.

Как отмечалось ранее, страдечская свита имеет отчетливое крупноритмичное строение, что проявляется в смене песчаных пачек алевролито-глинистыми и глинистыми. С запада на восток наблюдается постепенное погрубение песчаников, что указывает на близость береговой линии. Алеврито-глинистые и глинистые пачки на всем протяжении широтного профиля изменяются мало. Это указывает на образование их в периоды, соответствующие максимуму трансгрессии. Наличие на поверхности глинистых фаций ожелезнения, а в песчаных фациях — большого количества аллотигенного каолинита — свидетельствует о временном отступлении моря и выходе осадков на поверхность.

По трансгрессивному залеганию пород страдечской свиты на разновозрастных образованиях венда, а также на основе анализа ритмов и их составных элементов и площадей распространения отложений можно заключить, что трансгрессия лонтоваского времени была значительно шире предшествующей. Бассейн осадконакопления вероятно далеко распространялся к северо-западу и северо-востоку, где сливался с водами трансгрессирующего бассейна со стороны Московской синеклизы. Так как в наиболее полных разрезах, как отмечалось ранее, страдечская свита представлена тремя ритмами, то естественно предположить трехкратное наступление и отступление морского бассейна. Минимальной для данного этапа была трансгрессия, соответствующая нижнему ритму страдечской свиты, максимальная же соответствовала верхнему ритму. Об этом свидетельствует значительное увеличение мощности глинистой части разреза и более тонкая структура осадков (S_0 — 1,2; Md — 0,009). Для глинистых пород двух нижних ритмов страдечской свиты обычно характерны более высокие значения коэффициентов сортировки ($S_0 > 5$) и медианного диаметра (Md = 0,004—0,05). Перекрытие водами бассейна обширных территорий, ранее представляющих сушу, подтверждается и составом породообразующих компонентов. В частности, если в песчаниках нижнего

ритма среди калишпатов еще преобладает микроклин, то уже в двух верхних ритмах он практически отсутствует и доминирующая роль принадлежит другим разновидностям калишпатов. Увеличивается в целом и содержание кварца. Эти два фактора косвенно могут свидетельствовать о преимущественном поступлении в бассейн седиментации терригенного материала из питающих провинций, сложенных в основном осадочными породами.

Условия седиментации на протяжении страдечского времени существенно не изменялись. Об этом свидетельствует одинаковый парагенез пород, в целом сходный вещественный состав и структурно-текстурные признаки. Однако разнообразие типов слоистости — горизонтальная, полого-волнистая (крупная и мелкая, симметричная и несимметричная), косая и косо-волнистая, сложная волнистая, иногда с текстурами втекания и оползания осадка — все это указывает на разнообразие динамики среды и фациальных условий накопления осадков. Судя по составу пород (Бессонова, Пискун, 1979, с. 113) и, в частности, по обилию в алевритовых и глинисто-алевритовых фациях следов жизнедеятельности организмов, по наличию аутигенного глауконита, галек фосфоритов и фосфатизированного алевролита, а также по постоянному присутствию карбонатов — осадки отлагались в мелководном морском бассейне с непостоянной средой — от окислительной (песчаные фации) до восстановительной (глинистые фации). Наиболее глубоководные фации характерны для верхней глинистой пачки страдечской свиты, где доминируют глины с массивной и тонкой горизонтальной текстурой и обилием слюды. Анализ смены фаций и их характерных признаков по латерали и вертикали позволяет судить об изменении обстановок от континентальных (временные потоки) к прибрежно-морским (подводная часть дельты, прибрежные пляжи, бары, приливно-отливная зона приберегового мелководья) и морским (мелкий и более глубокий шельф).

В конце балтийского времени море уходило с большей части Подлясско-Брестской впадины. Наступает перерыв в осадконакоплении. Продолжительность перерыва определить трудно, так как, кроме скв. 17-К, нигде не установлены разрезы, по которым можно было проследить последовательность перехода между образованиями балтийской и высоковской серий. Однако более вероятно, что перерыв был длительным. Во-первых, об этом свидетельствует сохранившаяся на востоке и северо-востоке данного региона довольно мощная (до 12—15 м) кора выветривания в кровле страдечской свиты, представленная ожелезненными и сильно каолинизированными глинами. О процессах субаэрального выветривания можно судить и по резкому уменьшению неустойчивых породообразующих минералов (полевых шпатов, слюд) вверх по разрезу, по увеличению количества аутигенных образований (каолинит, вермикулит, хлорит, карбонаты, пирит) и следов растворения и травления обломочных зерен. Во-вторых, на наличие перерыва указывает почти повсеместное отсутствие нижнего звена постбалтийского кембрия — зоны Mobergella (завишинская свита), отложения которой, по данным Б. Ареня и К. Лендзион (1979), накапливались только в узком бассейне, расположенном к востоку от линии Тейссейра—Торнквиста.

Суша, возникшая в предвысоковское время, была в значительной степени пенепленизирована. Об этом свидетельствует отсутствие в базальных слоях вышележащей серии не только гравелитов, но и крупно- и разнозернистых песчаников.

Во второй половине раннего кембрия палеогеографические условия на западе платформы существенно изменились, что было обусловлено новым изменением структурного плана осадконакопления. В предталсинском перерыве начала развиваться Балтийско-Приднестровская зона перикраторных опусканий, значительно продвинувшаяся на север по сравнению с Мазовецко-Приднестровской зоной (Гарецкий и др., 1981). Интенсивное погружение испытывала во второй половине раннего кембрия и Балтийская синеклиза, а Подлясско-Брестская впадина представляла собой небольшой структурный залив, который сообщался с водами Балтийского бассейна в обход западного выступа Мазурско-Белорусской антеклизы. Трансгрессии распространялись на территорию Подлясско-Брестской впадины не с юго-запада, а с запада и северо-запада — со стороны Рюгенско-Поморской и Грампианской геосинклиналей. Бассейны седиментации имели поэтому тесную связь с Балтийским бассейном, о чем свидетельствует значительное сходство в строении и составе осадков спановской, бугской, ставской и орлинской свит с одновозрастными подразделениями второй половины нижнего и среднего кембрия Прибалтики.

Фациальная обстановка в талсинское (спановское) время на изученной территории характеризовалась определенной стабильностью. Это видно по строению мощной пестроцветной алеврито-песчаной толщи, сложенной преимущественно (~90%) кварцевыми мелкозернистыми песчаниками (S_0 — 1,7—2,2; Md — 0,14—0,16) и полевошпатово-кварцевыми песчаниками, крупнозернистыми алевролитами (S_0 — 2,6; Md — 0,9), а также по незначительным изменениям литофаций по площади: на востоке песчаные, на западе и северо-западе — алеврито-песчаные, на юге — песчано-алевритовые. Характерными признаками для доминирующих типов пород являются: хорошая отсортированность и, вместе с тем, низкая окатанность обломочного материала (преобладают остроугольные и угловатые зерна); небольшое содержание (2—5%, реже 6—8%) глинистого компонента, представленного гидрослюдой и каолинитом, или почти целиком каолинитом; большое содержание кварца (в песчаниках — 92—96%) и высокое значение коэффициента кремнистости (даже в алевролитах он более 21). Кроме того, к характерным признакам относятся: устойчивая ассоциация акцессорных минералов при максимальном в разрезе кембрия содержании циркона (до 60—80%); спорадическое присутствие аутигенных фосфатов (низы толщи), карбоната (доломит, железистый доломит) и гидроокислов железа — обычно в виде вкраплений, сгустков, иногда в качестве базального цемента; следы жизнедеятельности организмов; слабо выраженная слоистость пород. Как правило, породы грубоплитчатые, с массивной текстурой, в меньшем объеме — неясно горизонтально-слойчатые, иногда «рассланцованные», брекчированные и пронизанные крупными вертикальными трещинами. Прослоями породы имеют отчетливую горизонтальную, линзовидно-горизонтальную и полого-волнистую слоистость.

Перечисленные признаки позволяют сделать вывод о том, что осадки отлагались в мелководном опресненном бассейне, в зоне значительно отделенной от береговой линии (мелкий и более глубокий шельф). Прибрежно-береговые фации вероятно отсутствуют из-за последующего размыва.

Несмотря на кажующуюся монотонность в строении терригенной толщи рассматриваемого уровня и отсутствие в ней заметной литофациальной зональности, весь комплекс литолого-фациальных данных спановской свиты все же свидетельствует о различных динамических

условиях накопления осадков и о некоторой неустойчивости тектонического режима. В целом, песчаные и алевритовые литофации массивного сложения формировались в периоды быстрого опускания дна бассейна при компенсированном заполнении его осадками. Породы со слоистой текстурой (горизонтальная ее разновидность) отлагались при замедленном темпе колебательных тектонических движений. Об этом можно судить по наличию прослоев тонкозернистых пород и глин, а также по сохранившимся находкам горизонтальных и — реже — вертикальных ходов жизнедеятельности илоедов. На повышение палеосейсмичности в отдельные периоды указывают складки оползания, деформации слойков, их разрывы. Верхняя часть спановской свиты, очевидно, образовалась в ходе регрессии. Это фиксируется по более высокой сортировке и окатанности обломочного материала, почти полному исчезнованию вверх по разрезу зерен полевых шпатов и возрастанию прослоев со вторичной красноцветностью.

Следующий этап осадконакопления соединяет периоды накопления осадков бугской и ставской свит. Он начался после перерыва, о чем можно судить по следам субаэрального выветривания кровли спановской свиты (повышенная красноцветность пород, большое количество в порах и трещинах аутигенного каолинита).

Для данного этапа, в отличие от предыдущего, характерно накопление преимущественно сероцветных алевритовых и глинистых литофаций, которые составляют в среднем 70—80% разреза (рис. 2, 3). Трансгрессия рассматриваемого этапа двухкратная. Первая — бугская — была симметричной, в ней хорошо выделяются трансгрессивная и регрессивная части седиментации, вторая — ставская — представлена только трансгрессивными элементами. При этом с новой волной трансгрессии бассейн не расширялся, а постепенно сокращался. Тем не менее, судя по фациальному характеру осадков, контуры бассейна выходили далеко за пределы современного распространения отложений. Существенных изменений фаций по площади в периоды накопления алеврито-глинистых частей разреза не наблюдается. Отмечается возрастание доли алевролитов и песчаников в восточном направлении, а также преимущественное развитие песчаных и алевритовых литофаций в разрезе скв. Мельник (Арень, Лендзион, 1979, стр. 185). Возможно это связано с тем, что они отлагались вблизи Мазурско-Белорусского поднятия. Более заметно изменяется строение верхней алеврито-песчаной пачки бугской свиты. К востоку от скв. 28 в ней преобладают песчаники, а далее к востоку эта пачка в разрезе исчезает.

Весь комплекс литологических признаков: преобладающая роль глин, алевролитов и алеврито-глинистых пород; тонкая горизонтальная (иногда ленточного типа), линзовидно-горизонтальная и пологоволнистая разновидности слоистости; присутствие аутигенного глауконита, железистых карбонатов (анкерит, сидерит, доломит) и стяжений гетит-гидрогетитового состава; наличие бентосных форм органики — все это свидетельствует об образовании рассматриваемой толщи в несколько опресненном нормально-морском бассейне. Глинистые и наиболее тонкозернистые алевритовые осадки его, вероятно, отлагались в относительно глубоководных и удаленных от берега условиях, в спокойной седиментационной обстановке, не нарушаемой волнениями и течениями. В эту группу фаций, по-видимому, можно включить и белые кварцевые мелкозернистые песчаные осадки с хорошей сортировкой обломочного материала (S_0 — 2,2—2,5), пленочным глинистым и глинисто-железистым или более обильным карбонатным цементом.

Периодическое появление в осадках косослоистых серий указывает на неоднократное чередование периодов спокойной седиментации с периодами повышенной гидродинамической активности.

В иной обстановке отлагались более грубозернистые глины, пласты алеврито-глинистых пород и отложения восточной зоны региона, представленные неравномерным переслаиванием песчаных (разной степени отсортированности и окатанности зерен), алевритовых и глинистых осадков. Им присущ комплекс различных типов волнистой слоистости с прослоями отложений с горизонтальной, косоволнистой и косой слоистостью, что более характерно для прибрежно-морских фаций — центральных частей лагун, заливов и приливно-отливной зоны побережья. О более динамичной среде осадконакопления можно судить и по элементам нарушенности и разрывов слойков и по мелким размывам на их поверхности, а также по «шлифовым» присыпкам акцессорных и рудных минералов.

Принадлежность верхней пачки бугской свиты к осадкам регрессирующего моря доказывается более высокой минералогической зрелостью и одновременно хорошей сортировкой кластогенных компонентов. Кроме того, об этом свидетельствует неравномерная ритмичная горизонтальная слоистость и полосчатая красноцветная окраска пород, содержащих стяжения гидроокислов железа и каолинита. Постоянное содержание в породах микроклина и кислого плагиоклаза, а также амфибола и апатита, возрастание роли слюд (мусковит, зеленый биотит) и изменение комплекса глинистого вещества — все признаки говорят о существовании в это время двух источников поступления материала. Ими могли быть, с одной стороны, подстилающие осадочные породы венда и кембрия (восточная низменная суша) и, с другой стороны, магматические породы (северная более рельефная суша). Первая из них поставляла более тонкий материал по сравнению с северной сушей. Таким образом, в бугско-ставский этап, в отличие от спановского, изменились не только условия седиментации пород, но и питающие провинции.

Тектонические движения, происшедшие на рубеже ставского и орлинского седиментационных этапов, обусловили поднятие всей территории Подлясско-Брестской впадины и привели к регрессии моря с данной территории. В результате этих явлений характер отложений бассейна в начале орлинского времени приобрел иной вид. Как для спановского этапа, так и для орлинского времени типично накопление преимущественно песчаных литофаций (80—90%). Они, как правило, мономинерально-кварцевые (98—100%), белые и светло-серые, иногда с розовым и желтоватым оттенком, в кровле нередко бурые, мелкозернистые (S_0 — 1,8), средне-мелкозернистые (S_0 — 1,96—2,4), крупно-среднезернистые (S_0 — 1,7) и разнозернистые (S_0 — 5). Высокий класс сортировки (S_0 — 1,7—2,4) объясняется минимальным содержанием пелита (0,2—4,9%). Вместе с тем, окатанность зерен низкая, преобладают угловатые и угловато-окатанные формы (1—1,5 балла), и только в отдельных песчаных прослоях окатанность их достигает 2—2,5 балла.

Ряд литологических особенностей — массивные неясногоризонтальные, линзовидно-горизонтальные, косослоистые или косые (одно- и разнонаправленные) текстуры, прослои и крупные линзы алевролитов и тонкослоистых алеврито-глинистых пород в песчаниках, преобладание в составе глинистого вещества песчаников каолинита, а в глинах и алевролитах — гидрослюды, наличие стяжений гидроокислов железа и окисленного железистого доломита, крайне обедненный комплекс

органических остатков — дает основание для вывода о том, что отложения орлинской свиты являются краевыми фациями обширного, возможно пресноводного мелководного бассейна с неустойчивой динамической обстановкой. По латерали к северу, востоку и югу и вверх по разрезу они сменяются континентальными фациями низменных аккумулятивных равнин. О регрессивном процессе осадконакопления к концу орлинского этапа свидетельствуют прослои разнозернистых песчаников, пласты с более высокой окатанностью и сферичностью обломочного материала, а также вторичная красноцветность пород, появившаяся только в верхних частях разреза орлинской свиты.

К концу орлинского времени территория Подлясско-Брестской впадины испытывала новую фазу поднятий. Они обусловили регрессию среднекембрийского бассейна и осушение рассматриваемого региона. Последующие трансгрессии уже не достигали данного региона, что свидетельствует о минимальном их развитии на площади Восточно-Европейской платформы. Установившийся континентальный режим привел к размыву ранее образовавшихся отложений. Продолжительность существования континентального режима — это конец среднего и весь поздний кембрий.

Таким образом, в результате анализа фаций и мощностей отложений верхнего венда и кембрия установлено, что конфигурация бассейнов на территории Подлясско-Брестской впадины и характер осадкообразования в них зависели как от региональных тектонических движений платформы и прилегающих к ней геосинклиналей, так и от тектонической жизни структурных элементов меньшего ранга, в частности, Мазурско-Белорусской антеклизы и Полесской седловины.

ЛИТЕРАТУРА

Арень Б., Лендзион К. Подлясская депрессия и Любельский склон платформы в пределах ПНР. — В кн.: Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. М., 1979, с. 178—206.

Бессонова В. Я., Пискун Л. В. Корреляция отложений кембрия Белоруссии со смежными районами. — В кн.: Новые данные по геологии БССР. Минск, 1977, с. 29—34.

Бессонова В. Я., Пискун Л. В. Стратотипические разрезы кембрия восточной части Подлясско-Брестской впадины. — В кн.: Современные проблемы геологии БССР. Минск, 1978, с. 35—45.

Бессонова В. Я., Пискун Л. В. Восточная часть Подлясско-Брестской впадины. — В кн.: Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. М., 1979, с. 97—118.

Ботвинкина Л. Н. Слоистость как генетический признак осадочных пород. — В кн.: Вопросы седиментологии. М., 1960, с. 175—198.

Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. — Тр. ГИН, **59**, М., 1962.

Гарецкий Р. Г., Зиновенко Г. В., Вишняков И. Б., Глушко В. В., Помяновская Г. М., Хижняков А. В. Балтийско-Приднестровская система перикратонных опусканий. — В кн.: Геология запада Восточно-Европейской платформы. Минск, 1981, с. 44—61.

Махнач А. С., Веретенников Н. В., Шкуратов В. И., Бордон В. Е. Рифей и венд Белоруссии. Минск, 1976.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. М.—Л., т. I—II, 1955, 1956.

Lendzion, K. The Cambrian of the East-European platform in Poland. — Intern. geol. congr. Rept. 23rd Sess. Czechoslovakiw. Proc., **9**. Prague, 1968.

V. Bessonova

KAGU-VALGEVENE ÜLEMVENDI JA KAMBRIUMI STRATIGRAAFIA NING FAATSIESED

Resümee

Podlasi-Bresti nõos paiknevate uute puuraukude andmetele tuginedes on täiustatud ja detailiseeritud vaadeldava piirkonna vendi ja kambriumi stratigraafilist skeemi. Läbilõige liigestatakse kihistuteks ja kihistikeks, mis on edukalt kasutatavad suuremõõdulisel geoloogilisel ja struktuursel kaardistamisel. Antakse nende stratigraafiliste üksuste litoloogiline iseloomutus kivimitüüpide suhtvahekorra, mineraalse koostise ja tekstuuride põhjal ning iseloomustatakse kihistutevahelisi piire läbilõike lünklikkuse aspektist. Tehtud analüüsi põhjal on koostatud ida—lääne-suunaline fatsiaalne profiil Ida-Poolast Girski linnani, mis demostreerib kihtide iseloomu lateraalset muutlikkust vaadeldaval läbilõikel. Esitatakse sette kuhjumise põhietapid ning kõigi stratigraafiliste üksuste kujunemisel valitsenud fatsiaalse olustiku interpretatsioonid autori käsituses.

V. Bessonova

UPPER VENDIAN AND CAMBRIAN STRATIGRAPHY AND FACIES IN THE SOUTH-EAST OF BYELORUSSIA

Summary

The Vendian and Cambrian stratigraphic division of this area has been detailed and accomplished according to the new data recieved from the investigation of boreholes situated in the Podlasic-Brest depression. The sequence is divided into formations and members, which can be used successfully by the geological and sructural high scale mapping. The lithological characteristics of the stratigraphic units is based on the relation of rock types, mineralogical composition and structures. Boundaries of formations are characterized considering discontinuities and hiatuses. According to the analyses carried out, an E-W facial sequence has been composed spreading from East Poland to the town Girsky, demonstrating the lateral change of the beds. The fundamental stages of depositional accumulation have been established and environmental conditions of all stratigraphic units have been described.

УДК 551.72(438—11)

Б. Арень

ЛИТОФАЦИАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕГО ВЕНДА ВОСТОЧНОЙ ПОЛЬШИ

Отложения верхнего венда представлены в Восточной Польше, как и на прилегающей территории Восточно-Европейской платформы, валдайским осадочным комплексом, залегающим на осадочно-вулканогенной волынской серии, которая выделяется в Польше как славатычская серия (Lendzion, 1962). Валдайский комплекс состоит здесь из двух серий — нижней и верхней.

Нижняя серия, в основном песчаная, так сильно изменяет свой фациальный профиль на территории Польши с севера на юг, что в северной части своего распространения носит название семятычской, а в южной — бялопольской (Areń, 1978; Areń, Lendzion, 1978).

Верхняя серия валдайского комплекса носит название любельской и на всем своем протяжении более монотонна (Lendzion, 1962, 1963).

Любельскую серию трансгрессивно перекрывают отложения нижнего кембрия, при этом в южном районе своего распространения — часто без видимого перерыва (Areń, Lendzion, 1974; Lendzion, 1972, 1972a). Суммарная мощность валдайских отложений колеблется в пределах от 38 м в Мельнике до 164 м в Лопеннике (табл. 1).

Мощность отложений распределяется по площади неравномерно, но, в целом, увеличивается к югу и юго-западу. Так, например, на севере в Подборовисках она составляет 100 м, а на юге в Лопеннике — 164 м (рис. 1). Увеличение мощности валдайских отложений в южном направлении наблюдается и на смежной территории Украины: Овадно — 152 м, Горохов — 156 м, Литовеж — 206 м (Богомягкова и др., 1974).

СЕМЯТЫЧСКАЯ СЕРИЯ

Основные породы семятычской серии — это разнотипные, часто аркозовые песчаники и аркозовые конгломераты. Минеральный состав обломочного материала однообразен: кварц, полевой шпат, обломки пород фундамента, немного слюды. Породы семятычской серии подробнее описаны М. Юсковяковой (Juskowiakowa, 1963, 1974, 1975, 1978, 1978a, 1980), которая считает характерными для их состава кислые плагиоклазы, преимущественно каолинизированные. Цемент этих пород глинистый, каолинитовый, иногда железистый или смешанный. В южном направлении усиливается раздробленность обломочного материала и возрастает степень окатанности зерен.

Таблица 1

Мощность валдайского комплекса и интервалы залегания серий в метрах

Скважины	Литофациальные подразделения		
	Семятычская или бялопольская серии	Любельская серия	Валдайский комплекс в целом
Кшиже	724—805 81	—	81
Мельник	1573,2—1611,2 38	—	38
Каплоносы	1401,4—1439,2 37,8	1352,8—1401,4 55,7	93,5
Парчев 10	2280,7—2502,4 21,7	2239,8—2280,7 40,9	62,6
Радзынь	1646,2—1669,5 23,3	1635,4—1646,2 20,8	44,1
Крове Багно	3454,0—3477,5 23,5	3401,0—3454,0 53	76,5
Бусувно	3715,0—3752,2 37,2	3657,4—3715,0 57,6	94,8
Бялополе	2918,9—2958,4 39,5	2845,0—2918,9 73,9	113,4
Лопенник	5474,4—5567,3 92,9	5403,0—5474,4 71,4	164,3
Тэребинь 5	3781,0—3832,5 51,5	3680,0—3781,0 101	152,5

По направлению от Мельника до Каплоносов наступает постепенное, почти незаметное изменение фации от вероятных пьедмонтовых осадков до прибрежных морских отложений.

Далее к югу фациальное изменение усиливается и осадки переходят в новую серию, бялопольскую, что позволяет сопоставлять ее с котлинской или каниловской свитами (Стратиграфия..., 1979).

БЯЛОПОЛЬСКАЯ СЕРИЯ

Название этой серии предложила К. Лендзион, исходя из профиля бурения скв. Бялополе. При бурении, как и в скважине Крове Багно, пробуренной несколько раньше, оказалось, что в валдайском комплексе, залегающем на славатычской (волынской) серии, в самом основании залегают не аркозовые, а кварцевые песчаники, которые к тому же более мелкозернистые, чем в северной части Подлясско-Брестской впадины. Обломки полевого шпата встречаются в них довольно редко, но часто присутствуют плоские окатыши аргиллитов или прослои алевролитов. Порода содержит каолинит и мелкую слюду. Такая литологическая характеристика серии не соответствует известным породам семятычской серии Восточной Польши, что и подтверждает переход осадков в новую фацию при том же стратиграфическом положении. Условия осадконакопления привели к появлению более перемытого, лучше отсортированного материала.

Благодаря новым скважинам в южной части Любельского склона платформы (Лопенник, Тэребинь 5) получены новые полные керны валдайского комплекса, по которым отложения бялопольской серии определяются очень четко и подтверждают фациальное замещение семятычской серии серией бялопольской.

Для доказательства постепенного изменения осадков одного и того же стратиграфического подразделения в горизонтальном направлении, в нижней части валдайского комплекса проведен количественный анализ десяти кернов района Подлясско-Брестской впадины и Любельского склона платформы. Для расчета взяты три группы пород: 1 — аркозовые песчаники и конгломераты; 2 — кварцевые песчаники; 3 — алевролиты и аргиллиты. Подсчитано количественное содержание каждой группы пород в разрезе, при этом принимаются во внимание даже самые мелкие их прослои мощностью до 5 см. Литологическая группировка пород проведена методом макроскопической оценки (с одновременным учетом результатов петрографического изучения

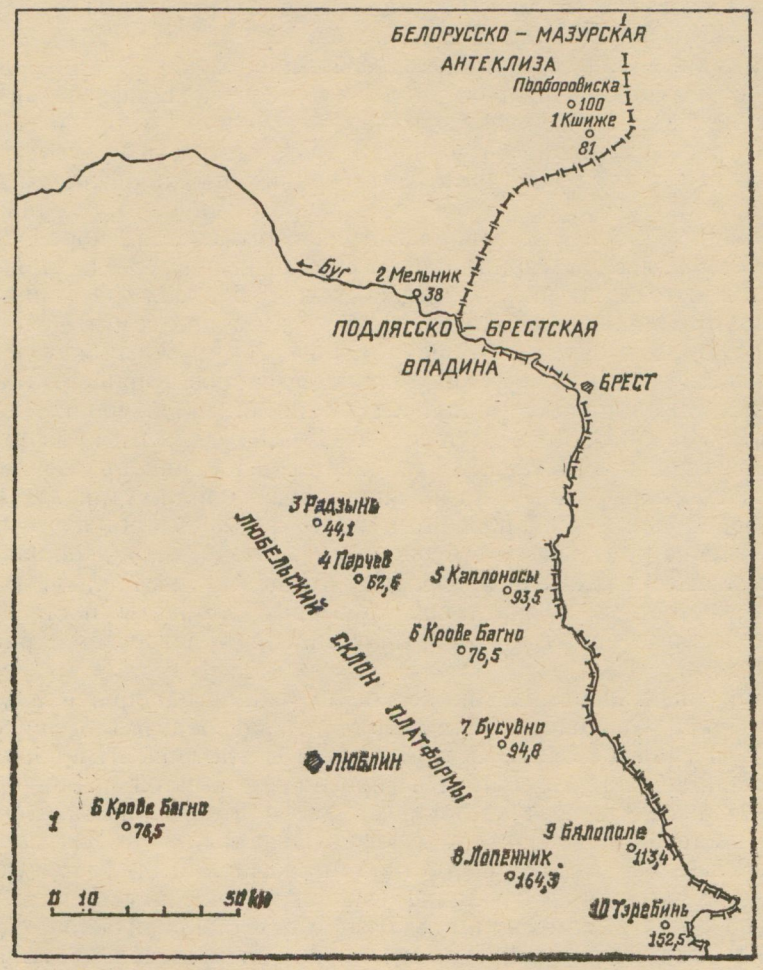


Рис. 1. Размещение скважин.

1 — скважина, ее номер, название и мощность отложений верхнего венда.

Таблица 2

Процентный состав основных групп пород семятычской и бялопольской серий в кернах некоторых скважин Восточной Польши

Скважины	Песчаники и конгломераты аркозовые	Песчаники кварцевые	Алевролиты и аргиллиты
Кшиже	94	6	—
Мельник	85	15	—
Каплоносы	81	11	8
Парчев 10	32	60	8
Радзынь	25	40	35
Крове Багно	—	70	30
Бусувно	—	70	30
Бялополе	—	60	40
Лопенник	—	57	43
Тэребинь 5	—	47	53

М. Юсковяковой того же материала под микроскопом). Результаты этих подсчетов представлены в таблице 2.

Каротажные записи для исчисления процентного гранулометрического состава пород в разрезах тех же кернов оказались неприменимы, так как на них не отражаются изменения мелких литологических элементов, имеющих мощность меньше одного метра. Кроме того, разновидности песчаников на каротажных кривых плохо различимы. Каротаж привлекался только на отрезках разреза, лишенных керна.

Площадные варианты гранулометрического состава пород семятычской и бялопольской серий представлены на рис. 2—4. При этом в районе Белостока на рисунке указана только скважина Кшиже, хотя во всем этом районе широко представлена именно семятычская серия, которую выделил здесь Е. Зноско (Znosko, 1961). Так как в южном направлении до скважины Мельник и Каплоносы процентный состав аркозовых образований удерживается на близком уровне, то серия сохраняет свое название. Дальше к югу, по данным пробуренных в последние годы новых скважин, процент содержания аркозовых песчаников и конгломератов быстро падает, а порода становится более мономинеральной — кварцевой и, в то же время, более глинистой. Это изменение указывает на перемену режима осадконакопления.

Размещение изолиний процентов кварцевых песчаников в породе (рис. 3), естественно, обратное. Аркозовые элементы постепенно теряются, полевые шпаты приобретают сильно выветрелый и растертый характер.

Кроме мономинерализации песков в южном направлении увеличивается и роль тонкозернистых пород — алевролитов и аргиллитов (рис. 4). Песчаные породы в этом районе почти лишены крупнозернистых составных частей и состоят из прослоев и пакетов мелко- и среднезернистых песчаников и глинистых алевролитов, причем глинистость породы постепенно возрастает к югу. Песчаники и алевролиты здесь серые и светло-серые, а аргиллиты темно-серые и даже черные.

Возле Грубешова, в скважине Тэребинь 5, которая является самой южной на Любельском склоне платформы, в бялопольской серии в серых песчаниках часто встречаются скопления плоских окатышей черного аргиллита и темно-серого алевролита.

При сопоставлении всех трех рисунков (рис. 2, 3, 4) четко выявляется два района разной литологической характеристики: северный

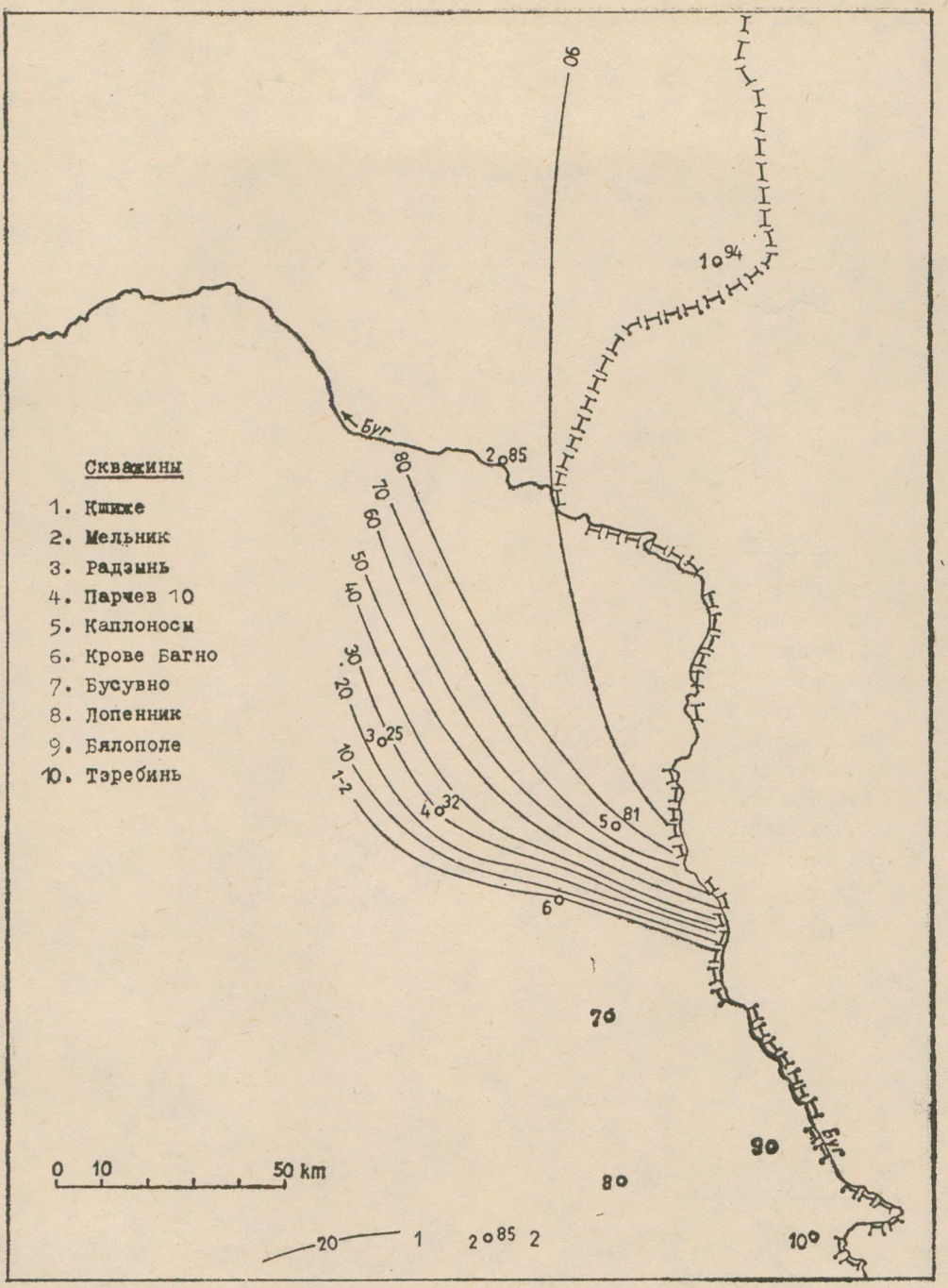


Рис. 2. Распространение аркозовых песчаников и конгломератов.

1 — изолинии процентного содержания аркозовых пород в составе серии; 2 — номер скважины и процентное количество аркозовых пород в данном разрезе.

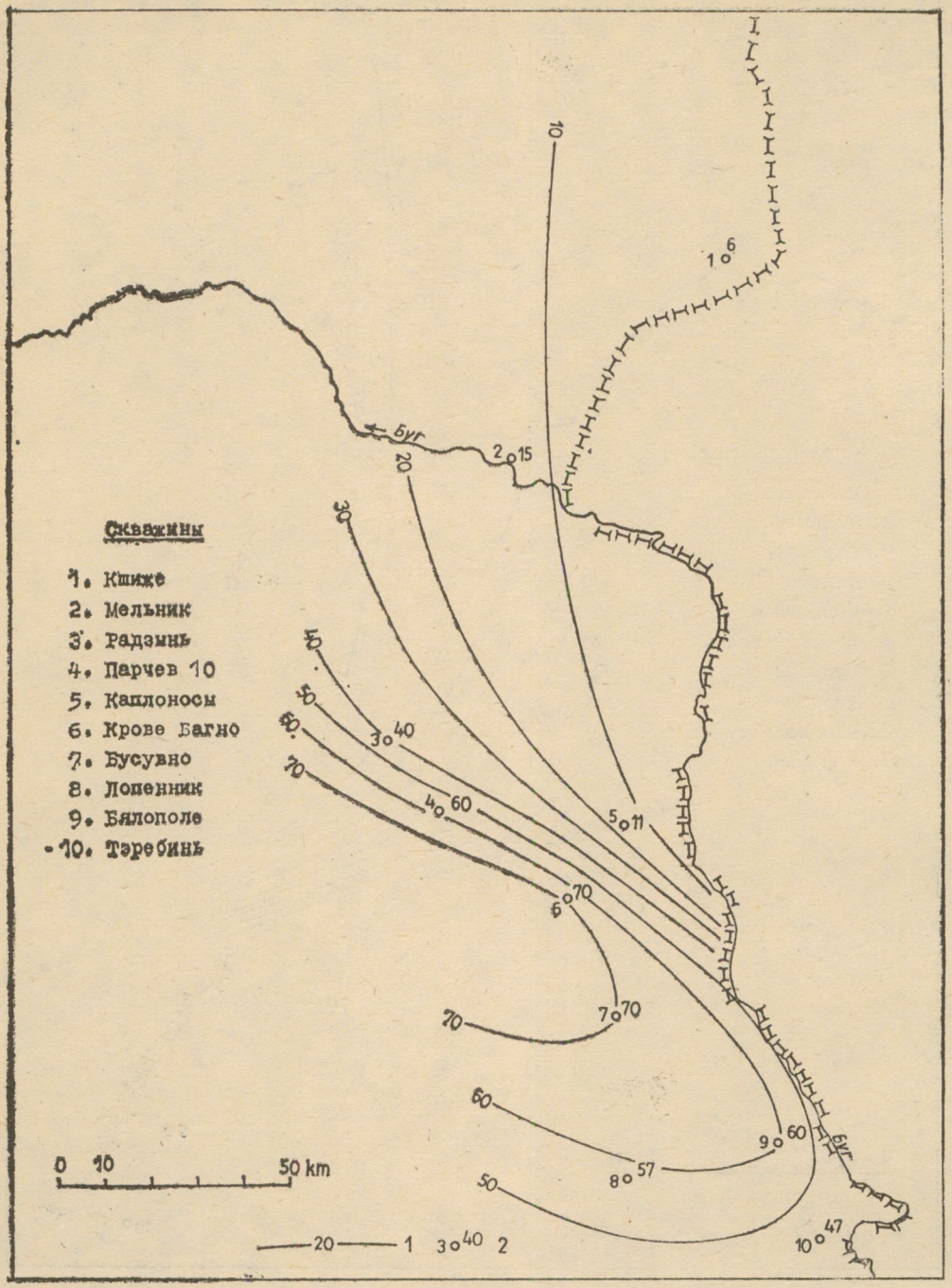


Рис. 3. Распространение кварцевых песчаников.

1 — изолинии процентного содержания кварцевых песчаников; 2 — номер скважины и процентное количество кварцевых песчаников.

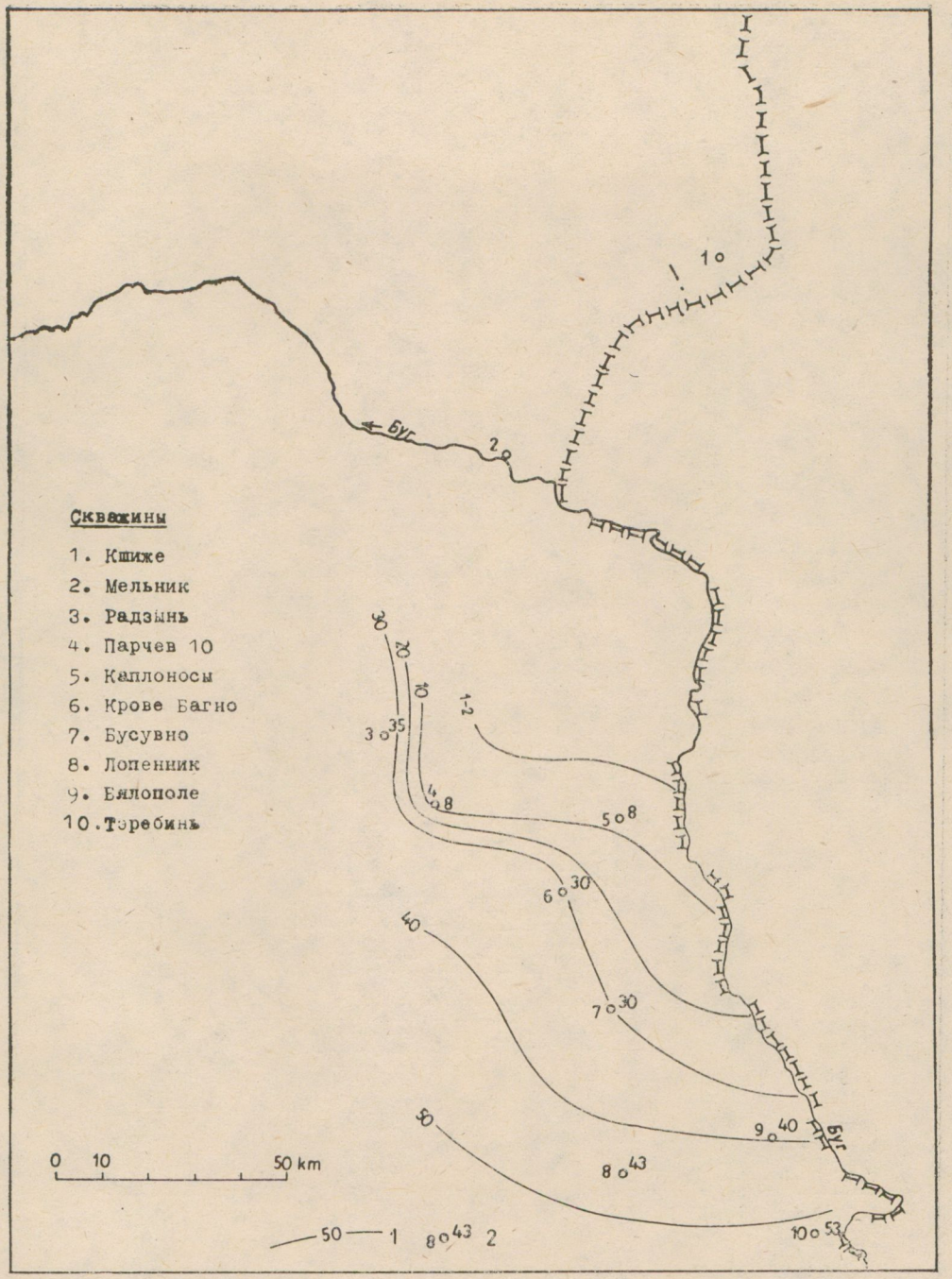


Рис. 4. Распространение алевролитов и аргиллитов.

1 — изолинии процентного содержания алевролитов и аргиллитов; 2 — номер скважины и процентное количество пород.

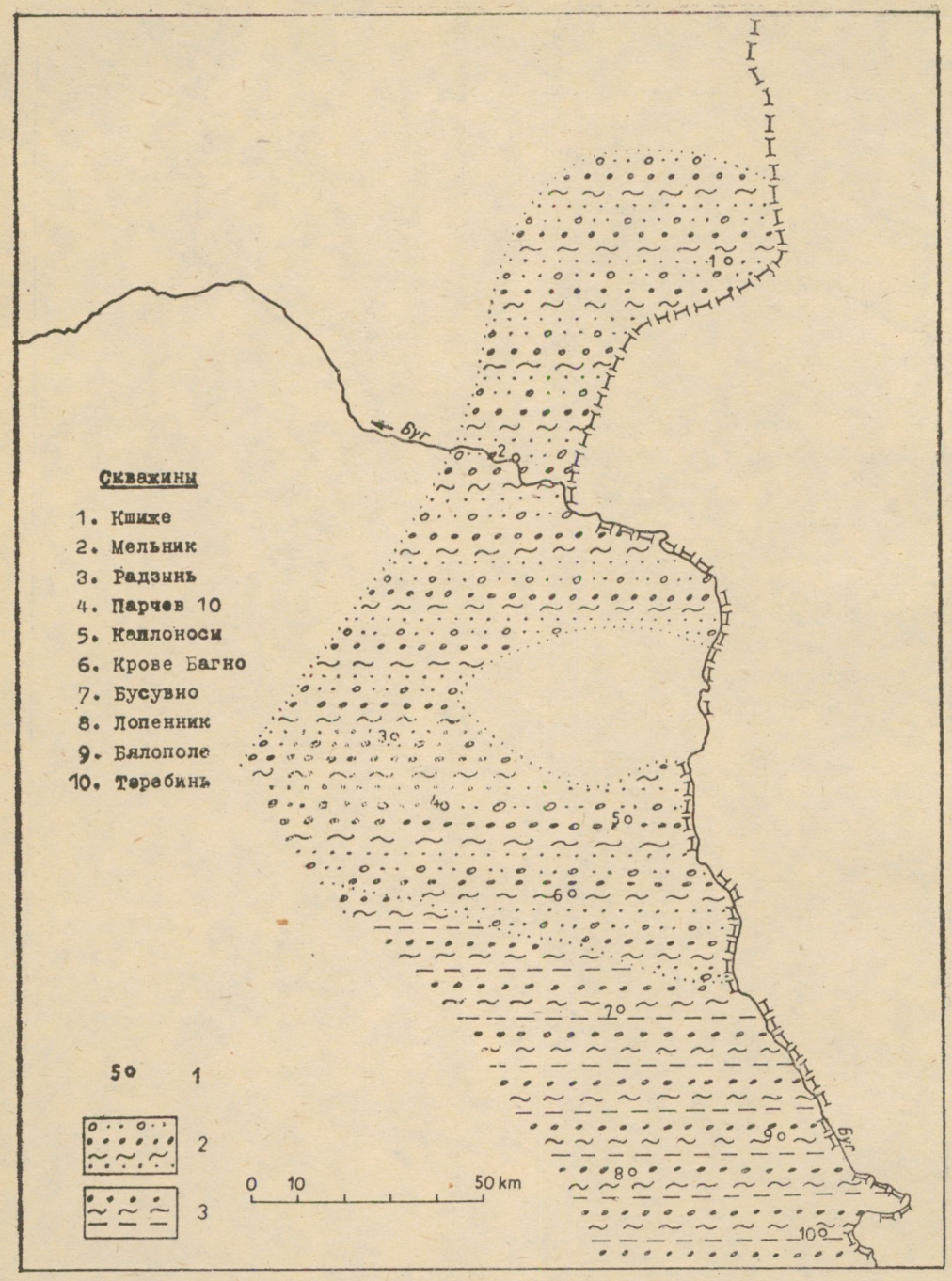


Рис. 5. Основные литофации семятычской и бялопольской серий.

1 — скважина и ее номер; 2 — поле распространения преимущественно аркозовых песчаников и конгломератов с кварцевыми песчаниками и алевролитами; 3 — поле распространения кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов.

район с преобладанием аркозовых пород и южный — с преобладанием глинисто-кварцевых пород (рис. 5). Северный район покрыт отложениями континентального типа (семятычская серия), а в породах южного района проявляется влияние морской среды (бялопольская серия).

В период осадконакопления семятычской серии в Подлясско-Брестской впадине и в северной части Любельского склона платформы, а также на Белорусско-Мазурской антеклизе господствовали континентальные условия, способствовавшие разрушению поверхности кристаллического фундамента и образованию осадков типа аркозовых песчаников. Этот материал размывался и сносился к югу, отлагаясь на склонах антеклизы, в Подлясско-Брестской впадине и еще южнее, где он, возможно, смешивался с аналогичным материалом, смываемым с Украинского кристаллического щита. Одновременно с юго-востока и юга на район Любельского склона платформы наступала морская трансгрессия, отлагавшая здесь песчаники, алевролиты и аргиллиты бялопольской серии.

Переход этих двух серий друг в друга осуществлялся весьма сложно из-за многократного чередования морской трансгрессии и регрессии, разрушавшей и размывавшей аркозовые породы, которые вновь осаждались в виде песчаных, алевритовых и глинистых прослоев и пакетов. В то же время с севера поступали новые порции аркозовых песчаников, снесенных водами периодических потоков с возвышенных участков кристаллического фундамента.

Чем дальше от источника разрушения пород фундамента, тем более размельченные обломки полевых шпатов, кварца и других минералов заносились в бассейн на Любельский склон платформы — так, в бялопольской серии уже очень мало полевых шпатов и то в виде мелких зерен. Необходимо отметить, что в подошве бялопольской серии зачастую появляются прослои разнозернистого песчаника, в состав которого входят обломки пород фундамента.

Корреляция семятычской серии с соседней территорией Юго-Западной Белоруссии затруднительна из-за неполного разреза семятычской серии, сильно сокращенного по сравнению с выделенной здесь ранее «гдовской свитой». Все же сходство этих пород очень велико. Однако следует принимать во внимание и гирскую свиту Белоруссии, отделяющую «гдовскую свиту» от волынской серии. Аналогичное подразделение в Польше так четко и в такой мощности (до 112 м) не наблюдается. Вероятно, семятычская серия — это остатки «гдовской свиты», которые сохранились на приподнятой части южного склона Мазурско-Белорусской антеклизы. Одновозрастная же бялопольская серия не очень четко коррелируется с отложениями низов каниловской свиты или верхов редкинского горизонта Украины.

ЛЮБЕЛЬСКАЯ СЕРИЯ

Любельскую серию представляют переслаивающиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты. Породам ее свойственна мелкослоистая текстура. Эта «ламинация» и флора Vendotaenides является отличительной чертой данной серии, подстилающей самую нижнюю зону нижнего кембрия — зону Sabellidites. В Польше распространение любельской серии очень невелико (рис. 6). Она ограничивается самой юго-восточной частью Любельского склона платформы. Далее к северу отложения этой серии исчезают — смыты в раннекембрийское время. Еще

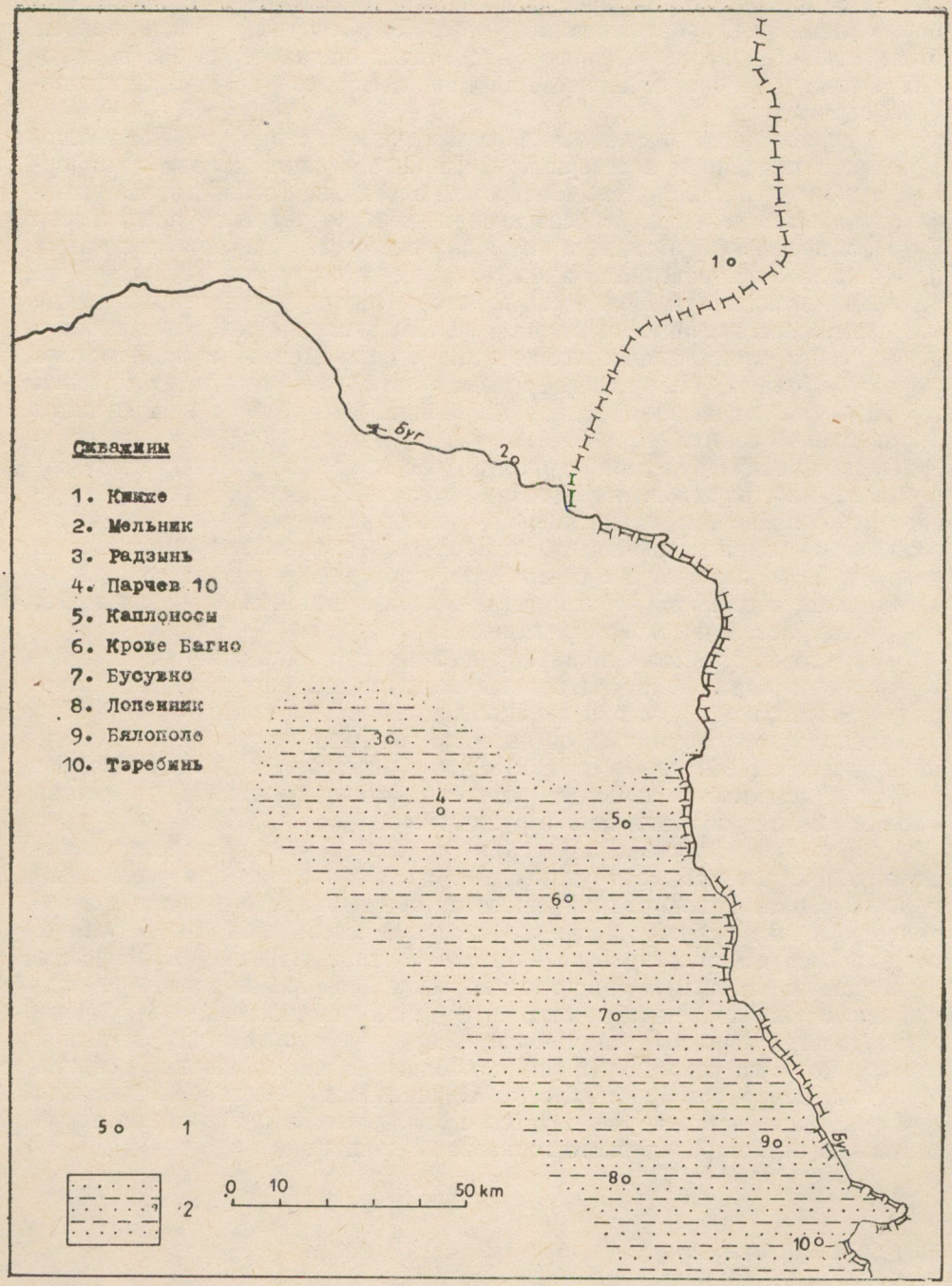


Рис. 6. Основные литофации любельской серии.

1 — скважина и ее номер; 2 — поле распространения переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов.

дальше к северу на остатках размытых отложений семятычской серии залегают более высокие зоны нижнего кембрия.

Условия осадконакопления любельской серии и самых низов кембрия, по-видимому, очень схожи, а развитие в них вендотенид можно считать показателем этого сходства. Находка *Tyrasotaenia podolica* Gnilovskaya в осадках кембрия в скважинах Радзынь и Каплоносы, описанная М. Б. Гниловской, и находки вендотенид в украинском Приднестровье, а также литологические особенности вмещающих пород дают основание предполагать, что переход от вендских отложений к кембрийским происходит здесь постепенно и граница между ними заслуживает особого внимания.

Любельская серия наиболее сопоставима с верхними слоями каниловской свиты. Поэтому переходные слои любельской серии и каниловской свиты с осадками нижнего кембрия потребуют лучшего изучения во всем районе пограничной полосы Украины, Белоруссии и Польши — вдоль Любельского склона платформы. Эта проблема была недостаточно освещена в предыдущем цикле польско-советских работ, которые приведены в монографии «Палеонтология, стратиграфия, палеогеография и литология верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы» (1979—1980). По крайней мере, указанный там перерыв между любельской серией и отложениями зоны Sabellidites в настоящее время нельзя считать обязательным для всех типов разрезов.

ЛИТЕРАТУРА

Areń, B. Problemy zróżnicovania serii osadowych na granicy z prekambrem na platformie w Polsce. — Biul. IG, 1978, **309**, Warszawa, s. 29—47.

Areń, B., Lendzion, K. Organic Remains at the Vendian-Cambrian Boundary in the Platform Sediments in Poland. — Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. de la Terre, 1974, **XXII**, N 1, Varsovie, p. 49—53.

Areń, B., Lendzion, K. Charakterystyka stratygraficzno-litologiczna wendu i kambru dolnego. — Prace IG, 1978, **90**, Warszawa, s. 7—49.

Juskowiakowa, M. Charakterystyka petrograficzna skał eokambryjskich z wiercenie Kaplonosy IG 1. — CAG, Warszawa, 1963.

Juskowiakowa, M. Utwory najmłodszego prekambru. — W: Skały platformy prekambrykskiej w Polsce. Cz. 2. Pokrywa osadowa. — Prace IG, 1974, **74**, Warszawa, s. 20—39.

Juskowiakowa, M. Charakterystyka petrograficzna utworów wendu Profile głębokich otworów wiertniczych IG z. 25, Krowie Bagno IG 1. — CAG, Warszawa, 1975.

Juskowiakowa, M. Charaktersytyka petrograficzna wendu w strefie Terebina. — W: Budowa geologiczna strefy Terebina. — CAG. Warszawa, 1978.

Juskowiakowa, M. Charakterystyka petrograficzna osadów morskich z pogranicza prekambru i kambru. — Prace IG, 1978a, **90**, Warszawa.

Juskowiakowa, M. Wyniki badań petrograficznych wendu z otworu Białopole IG 1. — CAG. Warszawa, 1980.

Lendzion, K. Paleozoik na anteklizie Sławatyczyw świetle nowych wiercén. — Kwartalnik geol. 1962, **4**, Warszawa,, s. 513—525.

Lendzion, K. Eokambr i kambr zachodniego obrzeżenia platformy prekambryjskiej Europy wschodniej. — Prace IG, 1963, **30**, Warszawa, s. 147—159.

Lendzion, K. Stratygrafia kambru dolnego na obszarze Podlasia. — Biul. Inst. Geol., 1972, **233**, Warszawa, s. 69—147.

Lendzion, K. Kambr subholmiowy w północno-wschodniej Polsce. — Kwartalnik geol., 1972a, **3**, Warszawa, s. 557—568.

Znosko, J. W sprawie prozycji stratygraficznej eokombryjskich sparagmitow i niektórych młodoprekambryjskich formacji. — Kwart. geol., 1961, **4**, Warszawa, s. 737—772.

Богомягкова В. Б. и др. Некоторые результаты опорного бурения на Волыно-Подолии. — В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. Львов, 1974, с. 43—53.

B. Aren

ÜLEMVENDI LITOFAATSIESED IDA-POOLAS

Resümee

Ida-Poolas puuritud uute puuraukude andmetel saab siin leviva ülemvendi kihid jagada kaheks seeriaks — alumiseks, Semjatõtši või Bialopolje ja ülemiseks, Ljubeli seeriaks. Alumine, peamiselt liivadest koosnev settekeha on väga muutliku koostisega põhjast lõunasse, mistõttu tema eri osad kannavad ka erinevate stratigraafiliste üksustena eri nimetusi. Põhjapoolsel alal levivad peamiselt arkoossed jämedateralised purdsetted (Semjatõtši seeria), lõuna pool peeneteralisemad ning monomineraalsema koostisega liivakivid (Bialopolje seeria). Kivimitüüpide suhtvahekordade hoolikas analüüs täielikes puursüdamikes (joon. 2—4). näitab sujuvat lateraalset üleminekut mõlema seeria vahel ja tõestab ühtlasi ka nende üheaegset teket. Semjatõtši seeria arkoosliivad on käsitatavad kontinentaalsete setetena, Bialopolje seeria liivakivid aga merelise transgressiooni moodustistena. Lasuvad Ljubeli seeria kivimid on peeneteralisemad, rõhutatult kihilise ehitusega ning levivad väga piiratud alal Ida-Poolasse ulatuva platvormiserva lõunaosas. Seeria ülemisel piiril näib puuduvat terav katkestuspind üleminekul alamkambriumi settekehasse, mistõttu nimetatud kontakti tuleb edaspidi hoolikalt uurida vendi-kambriumi stratigraafilise piiriprobleemi edukaks lahendamiseks.

B. Areń

UPPER VENDIAN LITHOFACIES IN THE EAST POLAND

Summary

According to the data received from the investigation of new boreholes in East Poland, the Upper Vendian beds can be divided into two series — the lower Siemiatycze or Bialopole and the upper Lublin Series. The lower units consist mainly of sandstones. The composition varies widely in the north-south direction, and due to this different stratigraphic units have been distinguished there. In the north the deposits are coarse-grained arcosic claystones (Siemiatycze Series), in the south — sandstones of more fine-grained and monomineralic composition (Bialopole Series). Investigation of relationship of rock types in complete sections (Fig. 2—4) shows a gradual transition between the two Series, indicating a contemporaneous genesis. The arcosic sandstones of the Siemiatycze Series can be considered as continental sediments, the sandstones of the Bialopole Series as a result of the marine transgression. The Lublin Series consists of more fine-grained deposits with a clear thin lamination. In East Poland they are of a limited distribution in the south of the marginal part of the platform. The upper boundary of the Lublin Series with the Cambrian is not represented by a distinct discontinuity surface. It is drawn on the basis of palaeontological evidence and needs further careful investigation in order to define the Precambrian—Cambrian boundary.

УДК 551.3.051 : 551.31 : 551.72+551.732(438—17)

К. Яворовский

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ И КЕМБРИЯ В СЕВЕРНОЙ ПОЛЬШЕ

В настоящей работе рассматриваются самые типичные разрезы скважин с наиболее качественным керном из отложений верхнего докембрия и кембрия Северной Польши (рис. 1). Субширотная линия, идущая через эти разрезы, совпадает с направлением отчетливого регионального фациального профиля, проходящего через рассматриваемые отложения. В процессе формирования изучаемых отложений наиболее отчетливо выделяются три этапа:

1. Образование красно-бурых песчаников и конгломератов жарновецкой серии (Lendzion, 1970).

Эта серия залегает непосредственно на кристаллическом фундаменте и представляет собой, по-видимому, верхний венд или климонтовский ярус кембрия (см. статью К. Лендзион в том же сборнике). Ее мощность, как правило, составляет несколько десятков метров, а местами превышает 100 м. Между жарновецкой серией и вышезалегающими осадками нижнего кембрия наблюдаются постепенные переходы.

2. Образование комплекса светло-серых, иногда зеленоватых песчаников, темных алевролитов и тонко переслаивающихся алевролито-песчаных образований.

Встречающиеся в этих отложениях остатки фауны свидетельствуют о том, что они образовались в течение длительного периода кембрия — начиная с периода формирования верхней части климонтовского яруса и заканчивая средним кембрием. В рассматриваемых здесь разрезах (там, где они перекрыты осадками верхнего кембрия) полная мощность данного комплекса превышает 450 м. От образований верхнего кембрия рассматриваемые осадки отделены эрозионным перерывом, охватывающим зону Paradoxides forchhammeri и самую высокую подзону зоны P. paradoxissimus (Lendzion, 1976).

3. Образование комплекса черных аргиллитов и серых известняков с маломощным слоем песчаников в подошве.

В этих осадках найдена фауна, свидетельствующая о том, что отложения принадлежат к верхнему кембрию — от зоны Agnostus pisiformis до зоны Peltura scarabeoides включительно (Lendzion, 1976). Их настоящая мощность невелика. В рассматриваемых здесь разрезах она не превышает 10 м.

Условия осадконакопления на каждом из упомянутых этапов формирования докембрийско-кембрийского осадочного чехла Северной Польши, конечно, различны. Приступая к их реконструкции отметим,

что термин «фация» применяется здесь как описание. Согласно этому, фация — это фрагмент профиля с комплексом пород, характеризующихся выдержанным и однородным типом осадочных текстур.

В целях выявления очередности фаций мы пользовались математической моделью, опирающейся на цепи Маркова первого порядка. В ходе работы была проверена и статистическая значимость переходов между отдельными фациями. С описанием применяемой методики можно ознакомиться (D. K. Hobday, R. Tavener-Smith, D. Mathew, 1975).

ЖАРНОВЕЦКАЯ СЕРИЯ

Отложения этой серии (рис. 1, фототаблица I, *1—3*) представлены плохо отсортированными песчаниками и конгломератами с составом кварцевых и аркозовых вакк. Цвет их красно-бурый, реже серый или серо-зеленый. Отложения не содержат органических остатков. Зерна плохо окатаны. Цемент глинистый и глинисто-железистый, имеет характер основной массы. Петрографические исследования М. Юсковяковой (Juskowiakowa, 1976) показывают, что источником материала для пород жарновецкой серии являлся кристаллический фундамент. Средняя величина самых крупных зерен уменьшается от Гданьска (более 10 мм) в направлении Жарновца (4,4 мм) и Слупска (7,7 мм), а также к юго-западу от Гданьска. Это позволяет предполагать веерный характер направлений транспортировки материала — от района Гданьска к северо-западу, западу и юго-западу (рис. 2).

Перечисленные особенности свидетельствуют о том, что жарновецкая серия образовалась в континентальных условиях. Фации, выделенные в пределах этой серии, представлены в таблице 1. Из нее следует, что накопление жарновецкой серии происходило главным образом в результате деятельности грязевых потоков (фация g), песчаных потоков (фация d) и текучих вод (остальные фации) с изменяющейся, обычно резко уменьшающейся энергией течения. Исследования последовательности фаций жарновецкой серии показывают, что статистически значимыми являются только переходы между фациями d и g. Остальные фации не проявляют статистически значимых закономерностей.

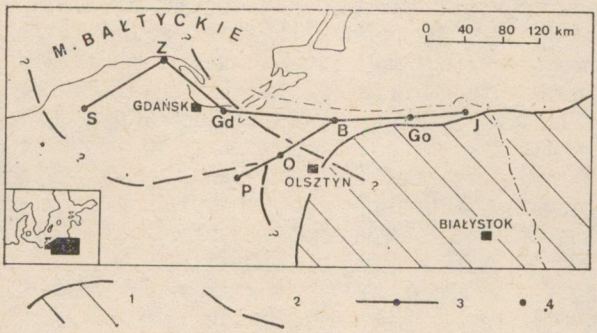
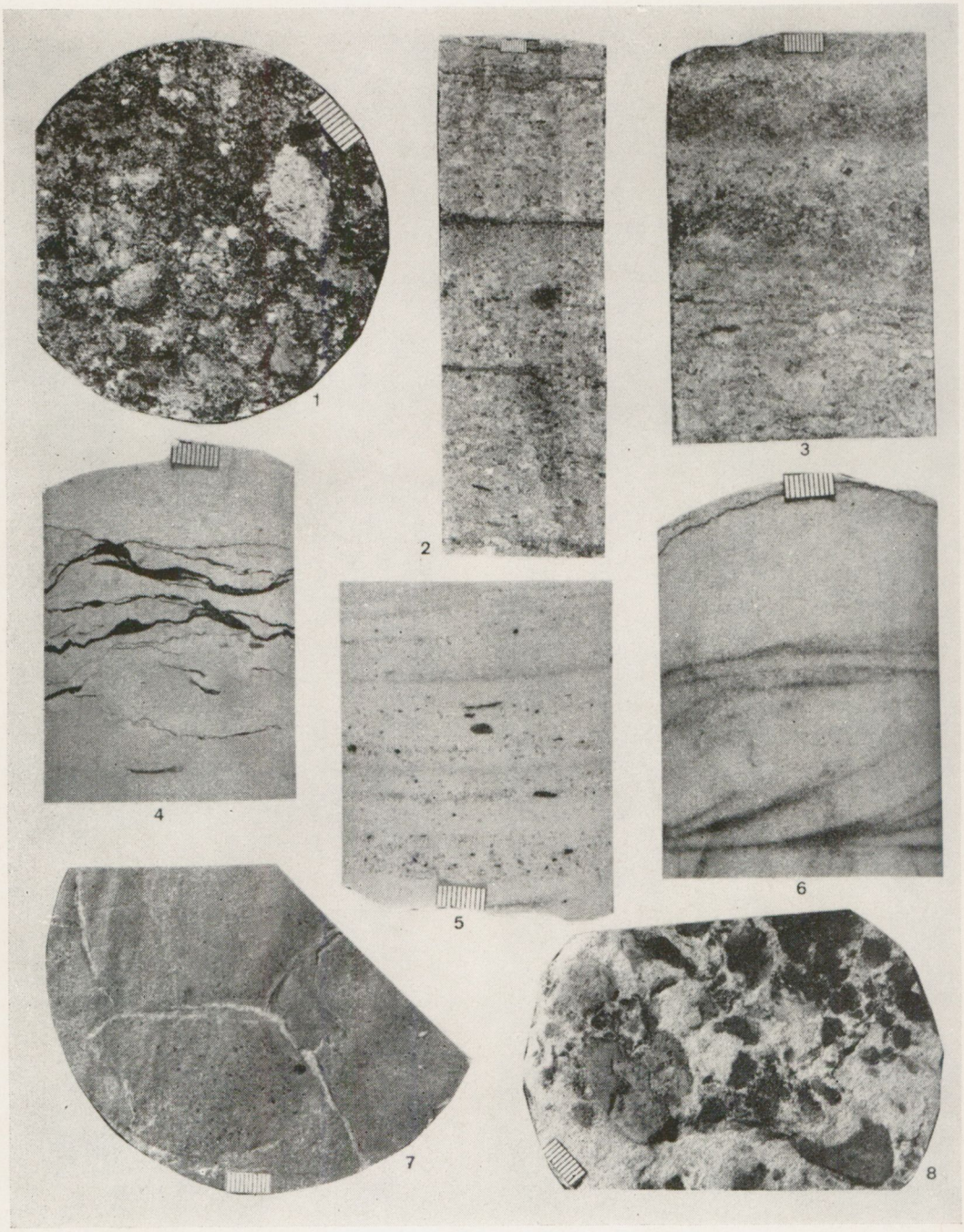
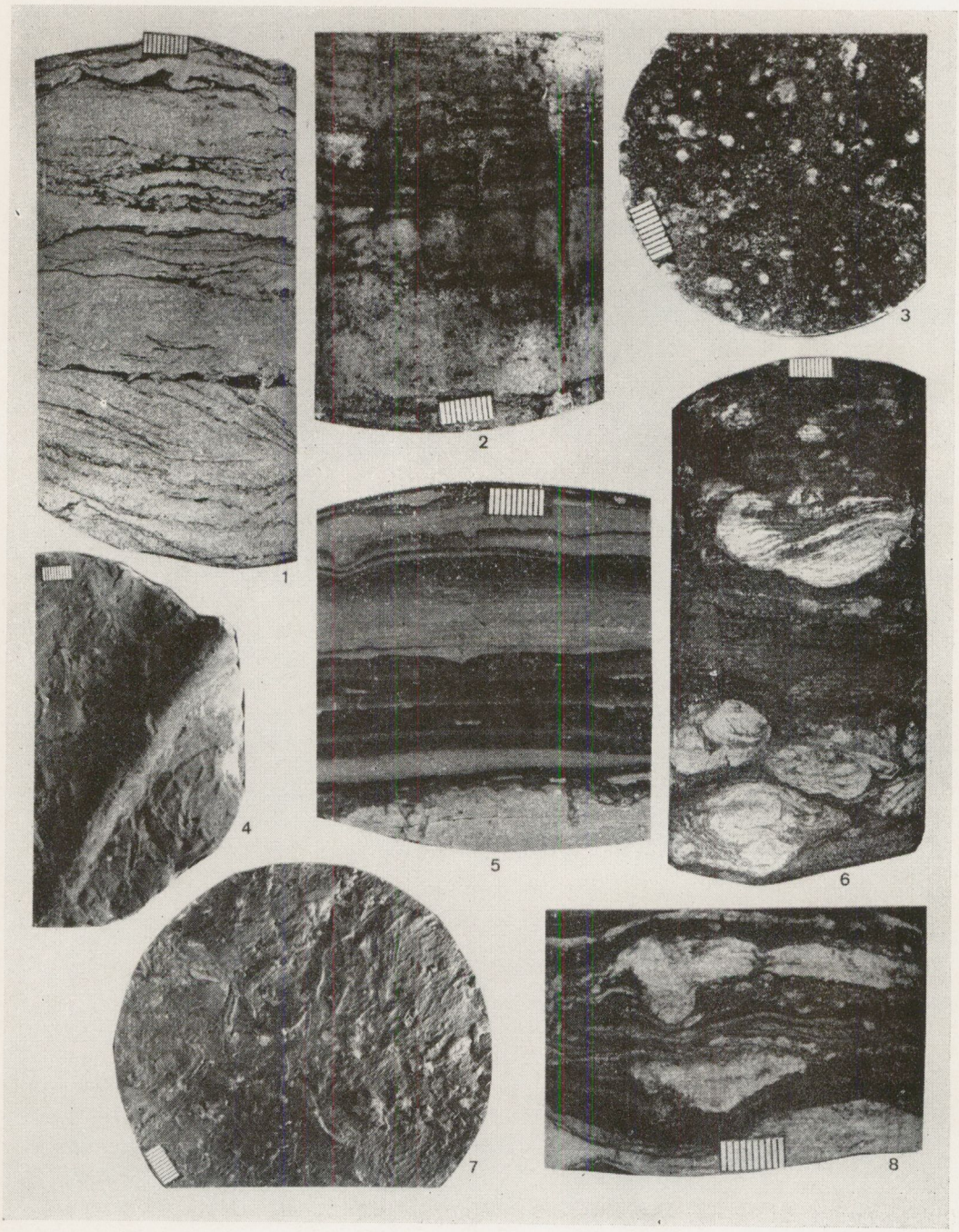


Рис. 1. Расположение разрезов.

1 — поле отсутствия кембрийских отложений; 2 — юго-западная граница распространения отложений жарновецкой серии; 3 — линия профиля (см. рис. 6); 4 — буровые скважины: S — Слупск ИГ-I, Z — Жарновец ИГ-1, Gd — Гданьск ИГ-1, P — Прабуты ИГ-1, O — Ольштын ИГ-2, B — Бартошице ИГ-1, Go — Голдап ИГ-1, J — Круглое озеро ИГ-1.


1
2
3
4
5
6
7
8

ФОТОТАБЛИЦА II



ФОТОТАБЛИЦА I

1. Конгломерат. Видны крупные зерна выветрелых полевых шпатов.
   Жарновецкая серия, скв. Гданьск ИГ-1, гл. 3485,5 м.
2. Слоистость по сортировке материала в трех последовательно залегающих друг на друге слоях конгломерата. В верхней части каждого слоя постепенно появляется песчаный материал.
   Жарновецкая серия, скв. Слупск ИГ-1, гл. 5020,9 м.
3. Постепенный переход конгломерата в песчаниках. Нечеткая горизонтальная слоистость.
   Жарновецкая серия, скв. Слупск ИГ-1, гл. 5013,3 м.
4. Песчаник с нерегулярными флазерами алевролита.
   Средний кембрий, скв. Ольштын ИГ-2, гл. 2521,5 м.
5. Песчаник горизонтальнослоистый. Видны мелкие окатыши алевролитов.
   Нижний кембрий, скв. Слупск ИГ-1, гл. 4798,5 м.
6. Песчаник косослоистый.
   Нижний кембрий, скв. Слупск ИГ-1, гл. 4854,0 м.
7. Трещины усыхания (?).
   Средний кембрий, скв. Гданьск ИГ-1, гл. 3150,8 м.
8. Окатыши алевролитов в песчанике.
   Средний кембрий, скв. Бартошице ИГ-1, гл. 1994,7 м.

ФОТОТАБЛИЦА II.

1. Песчаник. В нижней части снимка — косая слоистость, выше — флазерная слоистость. Видна мелкая текстура внедрения.
   Средний кембрий, скв. Гданьск ИГ-1, гл. 3158,0 м.
2. Песчаник с текстурой обитания (Tigillites).
   Средний кембрий, скв. Ольштын ИГ-2, гл. 2459,7 м.
3. Горизонтальный разрез того же фрагмента керна.
4. Нижняя поверхность слоя песчаника. Виден слепок следа питания (Teichichnus).
   Нижний кембрий, скв. Голдап ИГ-1, гл. 1522,5 м.
5. Тонкопереслаивающийся песчаник и алевролит. В центральной части снимка прослои песчаника с сортированной слоистостью (в кровле — переход в алевролит). В нижнем прослое песчаника — текстуры обитания, в верхней части снимка — поперечные разрезы ходов передвижения червеобразных.
   Средний кембрий, скв. Жарновец ИГ-1, гл. 2732,8 м.
6. Текстуры внедрения в тонкопереслаивающемся алевролите и песчанике.
   Нижний кембрий, скв. Прабуты ИГ-1, гл. 3810,4 м.
7. Нижняя поверхность прослоя песчаника. Видны текстуры питания (Planolites), а также следы удара и отскока членистоногих, передвигающихся непосредственно над дном.
   Нижний кембрий, скв. Жарновец ИГ-1, гл. 2732,8 м.
8. Тонкопереслаивающийся алевролит и песчаник. Линзовидная и волнистая слоистость.
   Нижний кембрий, скв. Гданьск ИГ-1, гл. 3413,3 м.

Таким образом, подтверждается ранее высказанный К. Яворовским (Jaworowski, 1979) тезис о том, что жарновецкая серия образовалась в обстановке аллювиальных конусов выноса. Об этом свидетельствуют следующие черты ее осадков: 1) большое количество крупнообломочного материала, 2) значительное окисление осадков, 3) отсутствие органических остатков, 4) веерное расположение направлений транспортировки кластогенных зерен, 5) совместное нахождение осадков текучих вод, а также песчаных и грязевых потоков.

О том, что жарновецкая серия образовалась в среде аллювиальных конусов выноса свидетельствует также следующий факт: наблюдаемые в ее пределах осадки текучих вод и песчаных потоков очень похожи на осадки потоков и паводковых вод, характерных именно для этого типа условий осадконакопления. Можно указать на наличие гомогенных слоев — горизонтально-слоистых и со слоистостью крупной ряби песчаников, переслаивающихся осадками грязевых потоков (сравн. W. B. Bull, 1960).

Накопление жарновецкой серии происходило, по-видимому, в жарком полусухом климате. Периодический характер проливных дождей хорошо объясняет следы текучих вод со значительной энергией.

Таблица 1

Фации континентальных осадков (жарновецкая серия)

Фация	Типы пород	Осадочные текстуры	Интерпретация
a	Мелкозернистые песчаники	Горизонтальная слоистость, иногда слоистость крупной ряби.	Водные отложения, бурный режим течения, иногда верхняя фаза спокойного режима течения.
b	Среднезернистые песчаники	Горизонтальная слоистость, иногда слоистость крупной ряби; флазеры алевролита.	Водные отложения, бурный режим течения, иногда верхняя фаза спокойного режима течения или осадконакопление в условиях покоя вод.
c	Среднезернистые песчаники	Слоистость крупной ряби.	Водные отложения, верхняя фаза спокойного режима течения.
d	Мелко- и среднезернистые песчаники	Гомогенные осадки, иногда флазеры алевролита.	Осадки песчаных потоков, периодами осадконакопление в условиях покоя вод.
e	Крупнозернистые песчаники	Горизонтальная слоистость, слоистость крупной ряби.	Водные отложения, бурный и спокойный режим течения.
f	Крупнозернистые песчаники и конгломераты, иногда мелкозернистые песчаники	Горизонтальная слоистость, иногда слоистость мелкой ряби; флазеры алевролита.	Водные отложения, бурный режим течения, иногда нижняя фаза спокойного режима течения или осадконакопление в условиях покоя вод.
g	Крупнозернистые песчаники и конгломераты	Гомогенные осадки или сортированная слоистость, иногда флазеры алевролита.	Осадки более или менее разбавленных грязевых потоков, периодами осадконакопление в условиях покоя вод.

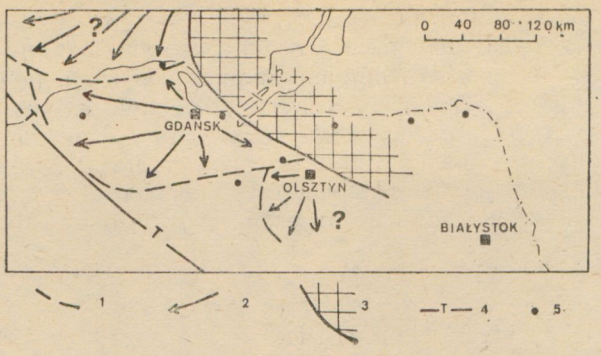


Рис. 2. Схема континентального осадконакопления в период формирования жарновецкой серии и переходных осадков.

1 — границы конусов выноса, 2 — направление транспорта, 3 — денудируемая площадь, 4 — линия Торнквиста, 5 — изученные разрезы.

Из буровых данных следует, что жарновецкая серия не распространяется к северо-востоку от линии Гданьск-Ольштын (рис. 1). Можно предположить, что эта серия образовалась на обширном конусе выноса, охватывающем западную часть рассматриваемой площади. Район питания конуса находился вблизи Гданьска, откуда обломочный материал был радиально транспортирован в общем направлении к западу (рис. 2). Источником обломочного материала жарновецкой серии стал денудируемый кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы. Не исключено, что во время образования жарновецкой серии, по краю Восточно-Европейской платформы проходил целый ряд конусов выноса, образующих «кластический клин» с приближенным простиранием с северо-запада на юго-восток. Возможно, что известные с Борнгольма песчаники Нексё являются дистальной частью конуса выноса, расположенного севернее конуса выноса, зафиксированного в районе Гданьска (Jaworowski, 1979).

ПЕРЕХОДНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Как указано выше, жарновецкая серия постепенно переходит в отложения нижнего кембрия. В разрезах Слупск и Ольштын переход от красно-бурых пород жарновецкой серии к серым и серо-зеленым отложениям с фауной нижнего кембрия является настолько постепенным, что следует говорить о своеобразном комплексе переходных осадков. Среди них можно выделить фации, характерные для жарновецкой серии (таблица 1). Однако наблюдаются и некоторые различия. Так, в переходных отложениях наблюдается незначительное, но четкое уменьшение величины зерен. Здесь распространены прежде всего песчаники. Конгломераты образуют только небольшие прослои. Минеральный состав этих образований позволяет причислить их к аркозовым ваккам и субаркозам. Преобладающий цвет осадков светло-серый, зеленоватый и розовый. Привлекает внимание наличие прослоев алевролитов и тонкопереслаивающихся песчаников и алевролитов (мощность прослоев от нескольких сантиметров до 0,5 метра).

Особое значение имеет появление в самых верхних частях переходного комплекса немногочисленных биотурбационных текстур, обычно в виде текстур обитания. Не подлежит сомнению, что переходные

осадки имеют континентально-морской характер. Наличие фаций, подобных тем, которые отмечались в нижележащей жарновецкой серии, свидетельствует о том, что они накапливались в среде конуса выноса, входящего в пределы трансгрессирующего моря. Таким образом, седиментационная среда того времени соединяла в себе черты как аллювиального конуса выноса, так и морской дельты. Данные отложения лучше всего представлены в профиле Слупска, где их мощность составляет около 100 м. Они условно отнесены к горизонту Mobergella (Lendzion, 1976).

НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ

Отложения нижнего и среднего кембрия Северной Польши (фототаблица I, *4—8*, фототаблица II) представлены светло-серыми разнозернистыми песчаниками, а также темно-серыми или почти черными алевролитами, составляющими нередко тонкопереслаивающиеся комплексы алевролитов и песчаников. Петрографические исследования показывают, что песчаники нижнего и среднего кембрия характеризуются далеко продвинутой минералогической зрелостью (Rydzewska, 1975; Bednarczyk, Turnau-Morawska, 1975; Sikorska, 1981). Это преимущественно кварцевые арениты, рядом с которыми наблюдается кварцевая вакка. Часто наблюдаются мелкие конкреции и гальки фосфоритов, глауконит, а иногда появляются и тонкие прослои серых песчанистых известняков. Встречаются они в нижних и верхних частях среднего кембрия.

Остатки фауны и биотурбационные текстуры однозначно свидетельствуют о том, что эти отложения образовались в морской среде. Выделенные среди них фации представлены в таблице 2. Они имеют ряд особенностей, характерных для образований неглубокого моря, которые сформировались в среде, подвергающейся действию приливных течений. Перечислим эти особенности: 1) наличие биотурбационных текстур в виде текстур обитания (главным образом песчаники) и текстур питания (главным образом алевролиты и тонкопереслаивающиеся алевролиты и песчаники); 2) высокая минералогическая и структурная зрелость песчаников; 3) частая косая слоистость, которая иногда указывает на биполярное направление транспорта; 4) трещины усыхания; 5) наличие тонких прослоев конгломератов, сложенных окатышами алевролитов; 6) нечеткая регулярность в вертикальной последовательности осадков; 7) наличие волнистой и линзовидной слоистости и песчаников с флазерами алевролита.

Рассмотрение деталей всех фаций (табл. 2) приводит к выводу, что отложения нижнего и среднего кембрия образовались на площади аккумуляции, близкой к зоне накопления песчаных языков и шельфовых илов на южном побережье Северного моря (Jaworowski, 1979).

Шельфовые илы представлены фацией A. Сравнивая особенности песчаных фаций с особенностями современных песчаных языков (Reineck, Singh, 1981), фацию B следует отнести к переходной зоне между шельфовыми илами и песчаными языками. По-видимому, эта фация образовалась также в среде песчаных языков ниже волнового базиса, где преимущественно уже накапливались осадки фации C. Фацию E можно связать с песчаными языками над волновым базисом, а фации D и F — с песчаными языками приливно-отливной зоны. В ложе русловых промоин могли образоваться осадки из фаций C, E и F.

Таблица 2

Фации морских осадков (нижний и средний кембрий)

Фация	Типы пород	Осадочные текстуры	Интерпретация
A	Алевролиты и тонкопереслаивающиеся алевролиты и песчаники	Линзовидная и волнистая слоистость, слоистость мелкой ряби, текстуры обитания, прослои песчаников с горизонтальной и сортированной слоистостью.	Низкоэнергетическое осаждение илов и песков, осаждение частиц взвеси и материала, проносимого по дну; спокойный режим течения, периодами осадконакопление в условиях усиленной, быстро затухающей энергии вод; бурный режим течения, слабый темп аккумуляции.
B	Тонкопереслаивающиеся песчаники и алевролиты	Волнистая и линзовидная слоистость, слоистость мелкой ряби, горизонтальная слоистость, текстуры обитания.	Низкоэнергетическое осаждение песка и ила; спокойный, иногда бурный режим течения; периоды покоя вод, слабый темп аккумуляции.
C	Мелкозернистые песчаники	Горизонтальная слоистость, флазеры алевролита, слоистость крупной и мелкой ряби, окатыши алевролита, текстуры обитания.	Осаждение песка почти исключительно в условиях большой энергии вод; бурный, иногда спокойный режим течения; периоды покоя вод, не очень высокий темп аккумуляции.
D	Мелко- и среднезернистые песчаники	Гомогенные осадки, частые окатыши алевролита, спорадическая слоистость крупной ряби, текстуры обитания.	Осаждение песка в условиях очень высокой, резко затухающей энергии вод; иногда верхняя фаза спокойного режима течения, периоды уменьшения темпа аккумуляции.
E	Средне- и крупнозернистые песчаники	Флазеры алевролита, горизонтальная слоистость, иногда слоистость крупной или мелкой ряби, текстуры обитания.	Осаждение песка в условиях очень изменчивой энергии вод; бурный режим течения, иногда верхняя или нижняя фаза спокойного режима течения; периоды покоя вод и уменьшение темпа аккумуляции.
F	Средне- и крупнозернистые песчаники	Гомогенные осадки, флазеры алевролита, окатыши алевролитов.	Осаждение песка в условиях очень высокой и резко падающей энергии вод; периоды покоя вод, очень высокий темп аккумуляции.

Существенно новые данные, касающиеся обстановки осадконакопления среднего кембрия, были получены во время исследований, проведенных М. Сикорской (Sikorska, 1981). В песчаниках было зафиксировано два типа структурной инверсии (см. Folk, 1968), свидетельствующих об участии штормов в образовании этих осадков. Упомянутая структурная инверсия характеризуется хорошей окатанностью и одновременно плохой сортировкой зерен песчаника, а также — в другом случае — хорошей сортировкой неокатанных зерен, содержащихся в глинистой основной массе.

На этом фоне очень характерны результаты исследований последовательности фаций. Эти исследования показали, что в разрезах восточнее Ольштына статистически значимыми являются переходы: C→B, B→C, E→C, E→D, E→F, F→D, F→E. А западнее Ольш-

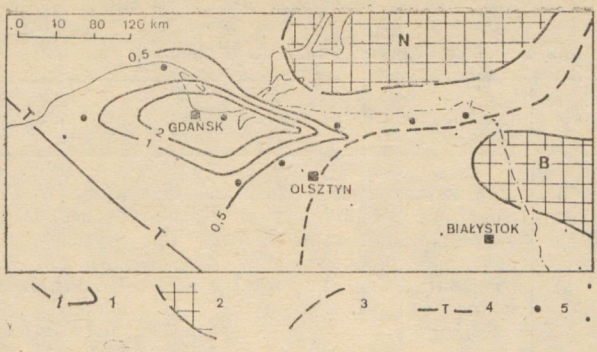


Рис. 3. Схема морского осадконакопления в раннем кембрии.

1 — изолинии показателя алевритности; 2 — площади суши: B — Белорусский полуостров, N — Нижне-Неманское поднятие (охваченное трансгрессией моря в конце нижнего кембрия); 3 — восточная граница современного распространения отложений; 4 — линия Торнквиста; 5 — изученные разрезы.

тына статистически значимы следующие переходы: B→C, C→B, D→B, E→C. Остальные переходы между различными фациями оказались случайными. Следует обратить внимание на то, что переходы B→C и E→F связаны с увеличением энергии вод. Другие же статистически значимые переходы свидетельствуют об уменьшении этой энергии.

По данным М. Сикорской (Sikorska, 1981), осадки среднего кембрия образовались в среде, подвергающейся действию как приливных течений, так и штормов. Это, по-видимому, относится и к осадкам нижнего кембрия. Согласно принятой интерпретации, последовательности фаций, свидетельствующие о падении энергии, связаны, прежде всего, со штормами и усиленными ими приливными течениями, которые поставляли песок в зону аккумуляции шельфовых илов. Таким образом, последовательности фаций, связанные с падением энергии вод, являются записью волнения вод, а затем его резкого прекращения после окончания шторма.

Последовательность фаций E→F, сопровождаемая увеличением энергии, требует иного истолкования. Она, по-видимому, является результатом переработки осадков на хребтах песчаных языков. Главным образом — это устранение более тонкого материала. Такая переработка совпадает также с периодами штормов, которые усиливали влияние волнения и приливных течений. Поэтому и последовательность фаций E→F можно интерпретировать как результат передвижения песчаных языков в направлении от берега бассейна к его центру в связи с регрессией моря. Эта же интерпретация является очень правдоподобной для последовательности фаций B→C, которая также свидетельствует о возрастании энергии вод. Однако трудно решить, когда последовательности такого типа являются результатом штормового увеличения энергии вод бассейна, а когда лишь общим обмелением по мере регрессивного передвижения песчаных языков в направлении зоны накопления шельфовых илов. Факт появления статистически значимой последовательности E→F восточнее Ольштына свидетельствует о том, что осадконакопление в обстановке песчаных языков выявляется в этом районе очень четко. Следовательно, в западной части рассматриваемой площади можно ожидать значительного скопления осадков переходной зоны и шельфовых илов.

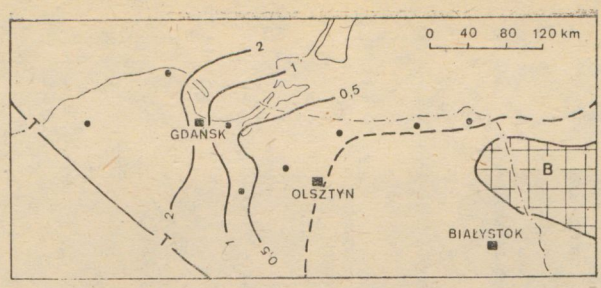


Рис. 4. Схема морского осадконакопления в среднем кембрии (условные обозначения см. на рис. 3).

Простые литолого-фациальные карты морских осадков нижнего и среднего кембрия (рис. 3, 4) подтверждают это предположение. На них отмечены изолинии показателя алевритности (WJ), который определяется по формуле:

$$WJ = \frac{J}{p}, \text{ где}$$

J — суммарная мощность в рассматриваемом разрезе алевролитов и тонкопереслаивающихся комплексов алевролитов и песчаников (преобладание алевролитов),

p — суммарная мощность в рассматриваемом разрезе песчаников и тонкопереслаивающихся комплексов песчаников и алевролитов (преобладание песчаников).

Следуя представленной выше интерпретации, можно предположить, что литофация $WJ>1$ совпадает с площадью аккумуляции шельфовых илов, а литофация $WJ<1$ отвечает аккумуляции песчаных языков. Уточняя эту картину промежуточной полосой $0,5<WJ<2$, получим литофацию переходной зоны.

Привлекает внимание значительная ширина площади песчаных языков. Она многократно превышает современные аккумулятивные формы этого типа (Рейнек, Сингх, 1981). Объясняется это, с одной стороны, тем, что кембрийские эпиконтинентальные моря занимали более значительные площади чем современные, а с другой стороны — тем, что на приведенных нами картосхемах охвачены более длительные отрезки геологического времени, которые отражают и суммарный эффект миграции фаций в пространстве. Однако возможно, что при небольшом наклоне шельфа ширина площади аккумуляции песчаных языков могла быть, соответственно, более значительной, чем мы это наблюдаем в современных бассейнах.

Источником обломочного материала были приподнятые площади Восточно-Европейской платформы. Этот материал поставлялся главным образом с востока — с территории Белоруссии. В раннем кембрии источником материала могло быть также Нижне-Неменское поднятие (Suweizdis, 1968; Коркутис, 1968), располагающееся к северо-востоку от изучаемой территории. Следует обратить внимание на довольно своеобразное расположение изолиний WJ на литолого-фациальной карте нижнего кембрия (рис. 3). Изолинии 1 и 2 образуют на ней замкнутые овалы. Такое расположение изолиний вытекает из данных по профилю скважины Косьцежина (около 50 км на юго-запад от Гданьска). Исходя из этих данных, можно предположить, что часть

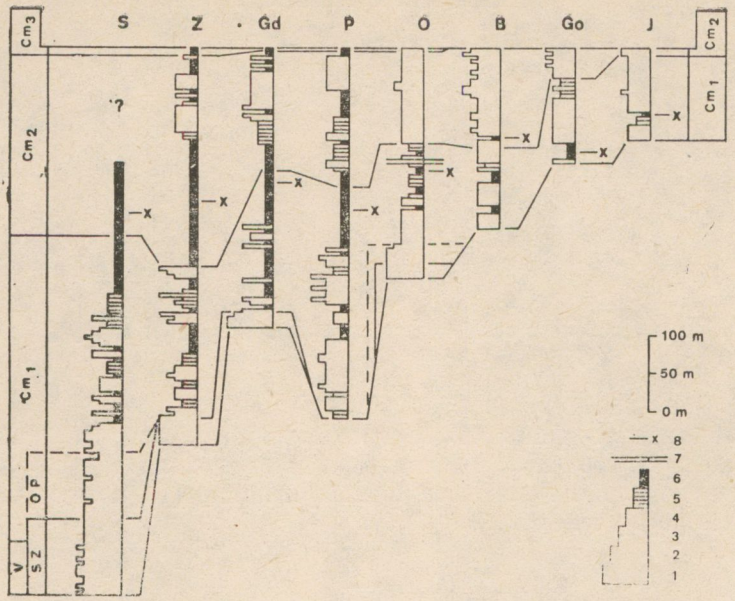


Рис. 5. Схематические литологические разрезы кембрия в скважинах.

1 — конгломераты, 2 — крупнозернистые песчаники, 3 — среднезернистые песчаники, 4 — мелкозернистые песчаники, 5 — тонкопереслаивающиеся песчаники и алевролиты, 6 — тонкопереслаивающиеся алевролиты и песчаники, 7 — жила диабаза, 8 — момент максимума трансгрессии. Индексы: V — венд, Cm_1 — нижний кембрий, Cm_2 — средний кембрий, Cm_3 — верхний кембрий, SZ — жарновецкая серия, OP — переходные осадки (в скважине Слупск ИГ-1 кембрийские отложения в верхах разреза редуцированы тектонически).

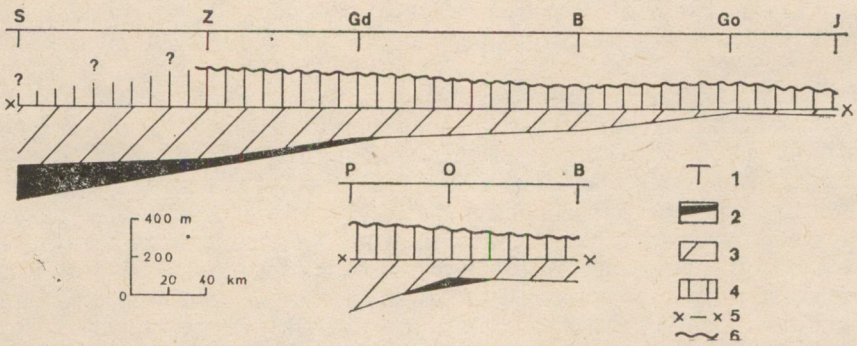


Рис. 6. Схематический профиль трансгрессивно-регрессивного цикла отложений нижнего и среднего кембрия.

1 — скважины, 2 — континентальные отложения (жарновецкая серия + переходные осадки), 3 — морские отложения фазы трансгрессии, 4 — морские отложения фазы регрессии, 5 — момент максимума трансгрессии, 6 — эрозионная поверхность (доверхнекембрийская и доордовикская).

обломочного материала в нижнем кембрии могла быть привнесена с юго-запада из-за линии Торнквиста. Эта линия, являющаяся зоной глубинных разломов, образовалась одновременно с готской дезинтеграцией древних платформ (Kubicki, Ryka, Znosko, 1972). Многие авторы считают ее границей Восточно-Европейской платформы. Поэтому не

исключено, что в раннем кембрии источником части обломочного материала могли служить и некоторые площади, расположенные вне платформы, например, островные тектонические структуры в пределах каледонской геосинклинали.

Направление транспортировки материала в кембрийском бассейне Северной Польши определить трудно, так как обломочный материал, принесенный с суши реками, был позднее транспортирован к берегу обратными приливными течениями.

ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ

Граница среднего и верхнего кембрия характерна регрессией моря. Связанные с ней осадки были частично уничтожены после поднятия территории Северной Польши. Очередная трансгрессия моря, которая наступила в позднем кембрии, продолжалась короткое время. Основным тансгрессивным горизонтом является базальный песчаник с алевролитовыми окатышами и песчаный алевролит (до 1,2 м). Выше отлагались черные аргиллиты и серые известняки, свидетельствующие о резком уменьшении (по сравнению с нижним и средним кембрием) количества приносимого терригенного материала. Эти осадки образовались в обширном, мелководном бассейне с небольшим движением донных вод, в которых господствовали восстановительные условия. В конце кембрия произошла очередная регрессия моря.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Докембрийские и кембрийские отложения Северной Польши являются осадочной формацией ранней стадии каледонского тектонического цикла. Они свидетельствуют об осадконакоплении в условиях стабильной платформы и полусухого климата. Жарновецкая серия, по мнению В. Е. Хайна (1973), отвечает красноцветной континентальной субформации и является одной из разновидностей основной континентальной формации. Более молодые отложения нижнего, а также среднего кембрия — это кварцевая субформация морской, трансгрессивной терригенной формации. Точнее, упомянутые осадки представляют полный трансгрессивно-регрессивный цикл. Максимальная (поворотная) точка цикла, судя по биостратиграфическим данным, в разных районах Северной Польши произошла в разное время (рис. 5). Это свидетельствует о дифференцированном опускании кристаллического фундамента. Восточнее скв. Бартошице трансгрессивно-регрессивный цикл, охватывающий нижний и средний кембрий, был несомненно асимметричным (рис. 6). Трансгрессия моря развивалась здесь очень быстро, что отражается в конденсации осадков фазы трансгрессии. Отложения фазы регрессии, хотя и редуцированы последующей эрозией, развиты гораздо полнее.

ЛИТЕРАТУРА

Коркутис В. А. Стратиграфия кембрийских отложений Южной Прибалтики. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, 1968.

Рейнек Г. Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М., 1981.

Хайн В. Е. Общая геотектоника. Москва, 1973.

Bednarczyk, W., Turnau-Morawska, M. Litostratygrafia osadów kambru i wendu w rajonie Łeby. — Acta Geol. Pol., 1975, **25**, N 4. Warszawa, s. 537—564.
Bull, W. B. Types of deposition on alluvial fans in western Fresno County, California. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1960, **71**, p. 2052 (Abstract).
Folk, R. L. Petrology of sedimentary rocks. The University of Texas. Austin, 1968.
Hobday, D. K., Tavener-Smith, R., Mathew, D. Markov analysis and the recognition of palaeoenviroments in the Ecca Group near Vryheid, Natal. — Trans. Geol. Soc. S. Afr., 1975, **78**, part 1. Pietermaritzburg.
Jaworowski, K. Transgresja morza kambryjskiego w północnej Polsce. — Prace Inst. Geol., 1979, **94**. Warszawa, s. 5—80.
Juskowiakowa, M. Seria żarnowiecka — najstarsze skały pokrywy osadowej w zachodniej sześci synklizy perybałtyckiej. — Kwart. geol., 1976, **20**, N 4. Warszawa, s. 683—696.
Kubicki, S., Ryka, W., Znosko, J. Tektonika podłoża krystalicznego prekambryjskiej platformy w Polsce. — Kwart. geol., 1972, **16**, N 3, Warszawa, s. 523—545.
Lendzion, K. Eokambr i kambr w otworze Żarnowiec IG-1. — Przegl. geol., 1970, **18**, N 7. Warszawa, s. 343—344.
Lendzion, K. Kambr dolny. Kambr środkowy i górny. — In: Atlas litologiczno-paleogeograficny obszarów platformowych Polski. Część 1. Warszawa, 1974.
Lendzion, K. Stratygrafia kambru zachodniej sześci syneklizy perybałtyckiej. — Biul. Inst. Geol., 1976, **270**. Warszawa, s. 59—76.
Rydzewska, W. K. Niektóre wyniki badán diagenezy i katagenezy osadów kambru syneklizy perybałtyckiej. — Przegl. geol., 1975, **23**, N 7. Warszawa, s. 329—331.
Sikorska, M. Mikrolitofacje skal osadowych kambru środkowego w polskiej sześci syneklizy perybałtyckiej. — Archiwum Inst. Geol. Warszawa, 1981.
Suweizdis, P. Rola ruchów kaledońskich i hercyńskich w rozwoju tektonicznym obszaru nadbałtyckiego. — Kwart. geol., 1968, **12**, N 4. Warszawa, s. 797—811.

K. Jaworowski

PÕHJA-POOLA ÜLEMVENDI JA KAMBRIUMI SETTIMISTINGIMUSED

Resümee

Uuritav läbilõige jaguneb kolmeks settekompleksiks, mis kujunesid iseseisvatel settimisetappidel. Neist esimene — Zarnowiecka seeria kirjuvärviliste liivakivide ja konglomeraatide kihtkond — on interpreteeritav kontinentaalsete muda- ja liivavoolude või teiste vooluvete setetena (tab. 1, joon. 1—2, fototahvel I, 1—3) ja tervikuna vaadeldav alluviaalsete koonuste faatsiestena. Teise, alam- ja keskkambriumi haarava settimisetapi liivakivid ja aleuroliidid on selgelt meretekkeliste tunnustega, kuhjunud madalal šelfialal liivakeelte ja šelfimudade settimisvälja piires (tab. 2, joon. 3—4, fototahvel I, 4—8, fototahvel II). Kolmanda, hiliskambriumi hõlmava transgressioonifaasi setted kuhjusid madalaveelistes, nõrga veeliikuvusega ja allasurutud terrigeense materjali juurdekande tingimustes. Fatsiaalset muutlikkust läbilõikes on võimalik analüüsida ka matemaatiliste uurimisvõtetega, mida autor on ka rakendanud.

Tervikuna on uuritud läbilõige kujunenud ühel trangressiooni-regressioonitsüklil, mille maksimum Põhja-Poola alal on aga ilmselt metakroonne (joon. 5). Idapoolsetes läbilõigetes on tsükkel tugevasti asümmeetriline — transgressioonifaasi setted redutseeritud, regressiooni omad aga enam väljapeetud ja täielikumad (joon. 6).

K. Jaworowski

THE SEDIMENTARY CONDITIONS OF THE UPPER VENDIAN AND CAMBRIAN IN NORTH POLAND

Summary

The sequence examined can be divided into three distinct sedimentary stages. The first of them corresponding to the Zarnowiec Series, comprises a complex of varicoloured sandstones and conglomerates accumulated due to the continental mud and sand flows or current water action (Table 1, Fig. 1—2, Foto I, 1—3) as an alluvial cone. The second sedimentary stage, corresponding to the Lower and Middle Cambrian, consists of marine sandstones and siltstones, accumulated on a shallow shelf area with sand tongues and mud deposits (Table 2, Fig. 3—4, Foto I, 4—8; II). The deposits of the third, Late Cambrian transgressional stage, were accumulated in conditions of a weakly agitated shallow water environment with a sparse inflow of terrigenous material. The facial variability of the sequence was analyzed by the author with the aid of mathematical methods.

As a whole, the sequence corresponds to one complete transgressive-regressive sedimentary cycle with a noncontemporaneous maximum in North Poland (Fig. 5). The symmetry of the cycle disappears eastwards whereas the transgressional part is shortening and the regression is slowing down (Fig. 6).

УДК 551.72+551.732 : 551.31 (438—17)

К. Лыдка

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛАВНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ И КЕМБРИЯ ЗАПАДА БАЛТИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Древнейший, неподверженный метаморфизму осадочный покров Восточно-Европейской кристаллической плиты на территории Северо-Восточной Польши имеет сложное строение как в стратиграфическом, так и в палеогеографическом плане. Работа автора по выявлению основных закономерностей распределения минералов в различных средах и на разных фазах развития бассейнов седиментации этих отложений показала, что при исследованиях успешно могут быть использованы породообразующие минералы. Путем наблюдения под микроскопом и при применении рентгенографических методов анализа была определена относительная концентрация восьми минералов, которые в большинстве отложений являются породообразующими. Это кварц, плагиоклазы (главным образом альбит), калиевые полевые шпаты (преимущественно в виде микроклина), кальцит, доломит, каолинит, иллит и хлориты.

На диаграммах (рис. 1—8) показано изменение содержания каждого минерала по стратиграфическим профилям. Сопоставление этих профилей между собой позволяет сделать некоторые выводы о распределении минеральных компонентов в бассейне седиментации в целом. Полученные аналитические данные позволяют также воспроизвести эволюцию палеогеографических условий развития данной территории, включая при этом и крупные изменения климатических условий. В настоящей статье автор попытается определить локализацию изменений палеогеографических условий в стратиграфическом профиле и в разрезе седиментационного бассейна, по крайней мере, в значительной его части.

На диаграммах, показывающих изменение содержания кварца (рис. 1), видно, что кроме большого колебания его содержания наблюдается характерное распределение кварца в анализируемых породах и, прежде всего, наличие нескольких максимумов и минимумов. Так, в профилях, расположенных в восточной части исследуемой территории, наблюдается большое содержание кварца в пределах всего кембрия (скв. Голдап и Кентшин). Эти профили отличаются лишь мощностями изученных отложений. При этом, мощность в основном изменяется в нижнем кембрии, постепенно возрастая к западу; мощность же толщи отложений среднего кембрия в обоих профилях является примерно одинаковой.

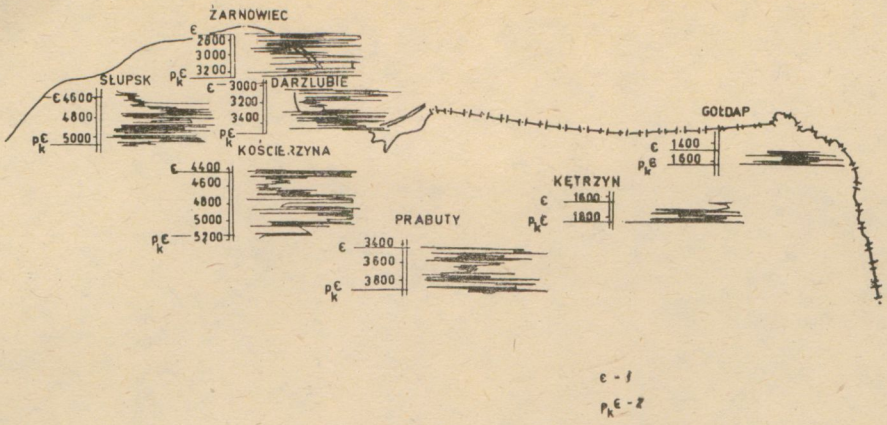


Рис. 1. Изменение содержания кварца в отложениях кембрия и верхнего докембрия Балтийской синеклизы.

1 — вскрыша кембрия, 2 — вскрыша кристаллического основания.

В отложениях кембрия в скв. Прабуты появляются новые закономерности. Видны три типа распределения кварца: в нижней и верхней частях профиля он преобладает над другими минералами, а средняя часть профиля кварцем бедна. При этом все три части профиля имеют приблизительно одинаковую мощность. Отложения нижнего кембрия в скв. Прабуты имеют значительное увеличение мощности — она в три раза больше, чем в профиле скважины Кентшин. Мощность же среднего кембрия возрастает на этом участке в два раза медленнее — тут она только в полтора раза больше, чем в скв. Кентшин.

В профиле скв. Косьцежина появляется отчетливое уменьшение мощности отложений нижнего кембрия, что наблюдается также в профилях скв. Даржлюбе и Жарновец. В профиле скв. Слупск мощность отложений нижнего кембрия минимальна. Трехступенчатость размещения количественного содержания кварца сохраняется в профиле отложений скв. Косьцежина, Даржлюбе и Жарновец. При этом изменяется только место минимального содержания кварца. В Прабутах и Косьцежине оно в верхней части отложений нижнего кембрия, а в скв. Даржлюбе и Жарновец, расположенных несколько севернее, этот минимум находится в отложениях среднего кембрия. В профиле скв. Слупск трехступенчатое распределение кварца исчезает. Отложения всего нижнего кембрия и бóльшая часть среднего кембрия характеризуются общим высоким содержанием кварца. Только в наиболее верхних пластах отложений кембрия доля кварца существенно уменьшается. Можно предположить, что это уменьшение указывает на характерную для отложений верхнего кембрия среду.

Таким образом, выделяется зона залегания осадков с очень малым содержанием кварца. Она простирается в меридиональном направлении — по линии скв. Жарновец—Косьцежина. Средняя часть профиля в этой зоне представлена, главным образом, мелкопелитовыми осадками: глинистыми и глинисто-иловыми образованиями, которые характерны для среды морских глубин, отдаленных от областей сноса.

В профилях скв. Жарновец, Даржлюбе и Косьцежина стратиграфическими методами установлены также верхнекембрийские отложения, для которых характерно наличие водорослевых известняков, главной породообразующей частью которых являются, в основном, кальцит и

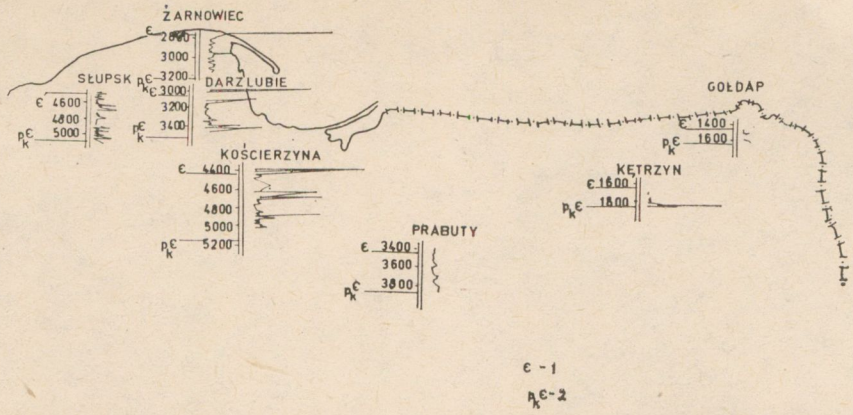


Рис. 2. Изменение содержания кальцита в отложениях кембрия и верхнего докембрия Балтийской синеклизы.

1 — вскрыша кембрия, 2 — вскрыша кристаллического основания.

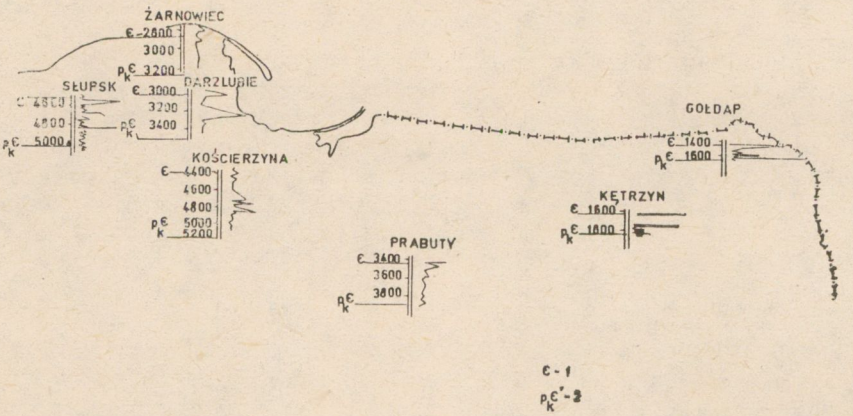


Рис. 3. Изменение содержания доломита в отложениях кембрия и верхнего докембрия Балтийской синеклизы.

1 — вскрыша кембрия, 2 — вскрыша кристаллического основания.

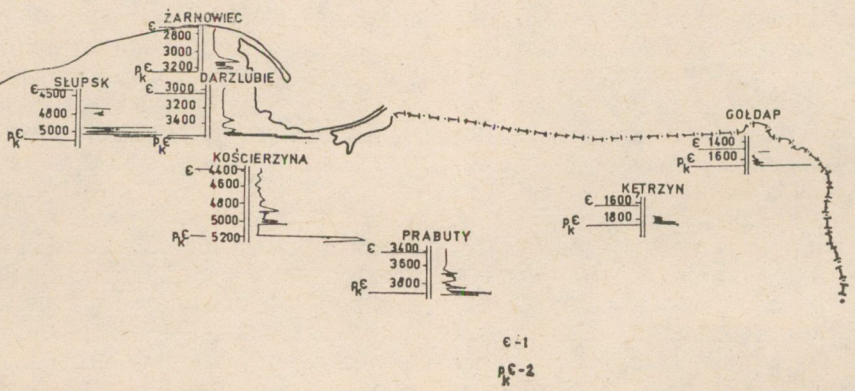


Рис. 4. Изменение содержания К-шпатов (микроклина-ортоклаза) в отложениях кембрия и верхнего докембрия Балтийской синеклизы.

1 — вскрыша кембрия, 2 — вскрыша кристаллического основания.

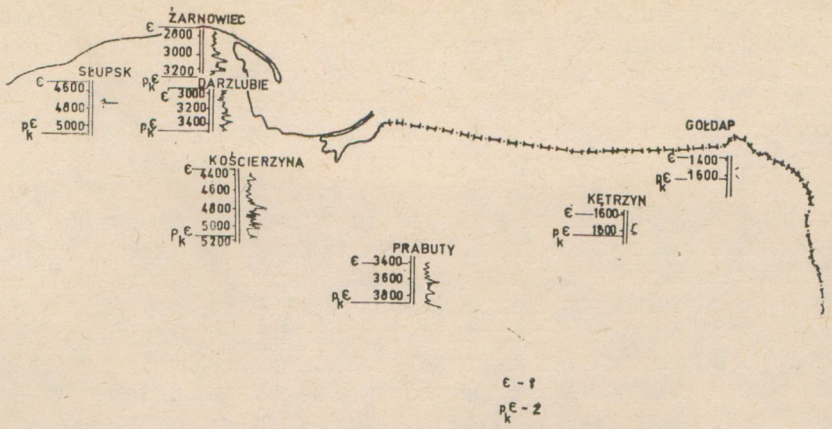


Рис. 5. Изменение содержания альбита в отложениях кембрия и верхнего докембрия Балтийской синеклизы.

1 — вскрыша кембрия, 2 — вскрыша кристаллического основания.

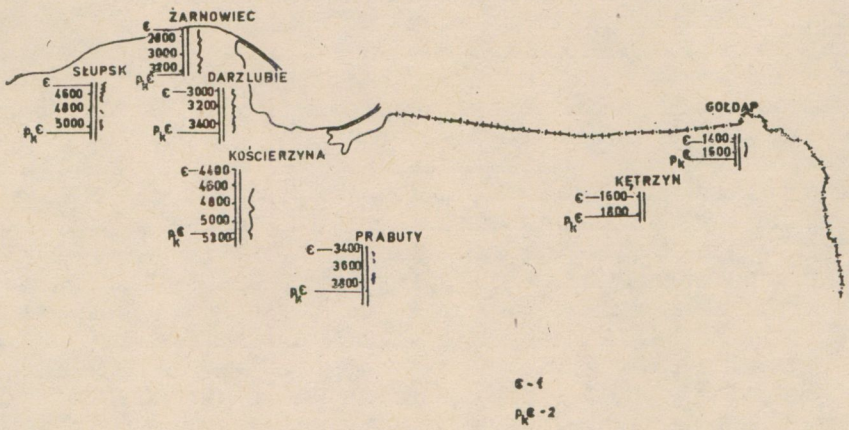


Рис. 6. Изменение содержания хлоритов в отложениях кембрия и верхнего докембрия Балтийской синеклизы.

1 — вскрыша кембрия, 2 — вскрыша кристаллического основания.

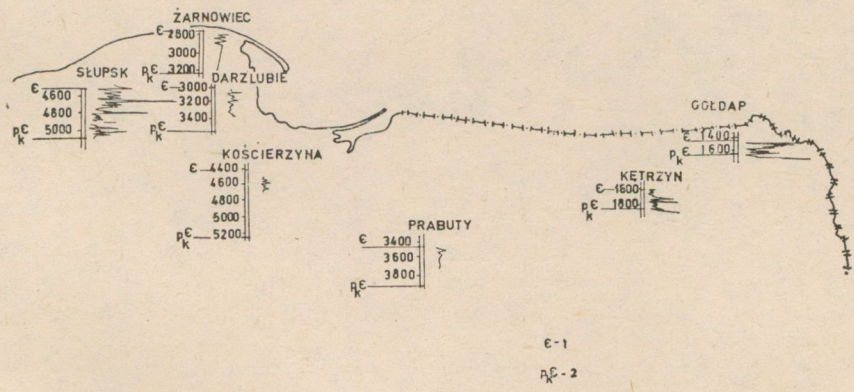


Рис. 7. Изменение содержания каолинита в отложениях кембрия и верхнего докембрия Балтийской синеклизы.

1 — вскрыша кембрия, 2 — вскрыша кристаллического основания.

в меньшей степени доломит (рис. 2, 3). Это, естественно, понижает содержание кварца на изученных нами профилях. Небольшие количества кальцита появляются на некоторых уровнях нижнего и среднего кембрия. Повышенное содержание кальцита отмечается в коре выветривания кристаллического основания в скв. Слупск и Кентшин. Большие содержания доломита обнаружены в верхних толщах осадков среднего кембрия в скв. Голдап, Кентшин, Прабуты и Слупск, в то время как в профиле скв. Косьцежина и Даржлюбе заметные количества доломита появляются в верхней части отложений нижнего кембрия или на границе нижнего и среднего кембрия (рис. 3). В пограничных профилях — в скв. Голдап, Кентшин и Слупск — наблюдается повышенное содержание доломита также в нижних частях отложений нижнего кембрия. В исследованных породах доломит выступает в качестве эпигенетического связующего вещества и только в отложениях верхнего кембрия ему сопутствует кальцит, являющийся сингенетической породообразующей составляющей породы.

Калиевые полевые шпаты — одни из главных породообразующих минералов пород кристаллического основания во всех частях исследуемой территории (рис. 4). В то время как самые нижние толщи жарновецких отложений бедны этими минералами, они в большом количестве появляются в верхних частях данной серии, например, в профиле скв. Жарновец. Максимум содержания калиевых полевых шпатов появляется во всех исследованных профилях в самых нижних толщах отложений нижнего кембрия. При этом следует обратить внимание на интересный максимум содержания полевых шпатов в центральной части отложений нижнего кембрия в скв. Слупск: здесь калиевый полевой шпат представлен ортоклазом, тогда как во всех других пластах на первый план выступают микроклины.

В распределении плагиоклазов, представленных в исследуемых осадках главным образом альбитом, наблюдается их закономерное преобладание в нижних частях отложений нижнего кембрия и постепенное уменьшение содержания лишь до следов в отложениях среднего и верхнего кембрия (рис. 5). Отклонение от этого правила наблюдается только на выше упомянутом уровне в средней части разреза кембрия в скв. Слупск, где альбит сопутствует максимуму концентра-

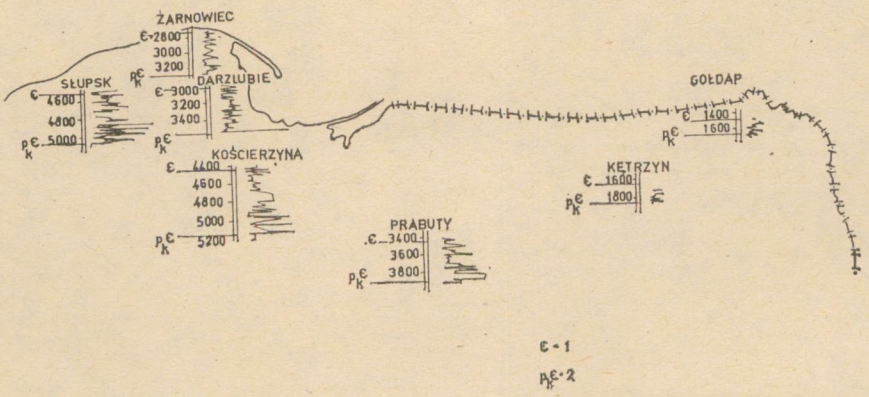


Рис. 8. Изменение содержания иллитов в отложениях кембрия и верхнего докембрия Балтийской синеклизы.

1 — вскрыша кембрия, 2 — вскрыша кристаллического основания.

ции калиевого полевого шпата. Вероятно, это эфемерное содержание полевого шпата связано с усиленной эрозией каких-то вулканических продуктов.

В распределении хлоритов (рис. 6) нет характерных закономерностей: во всех пластах хлориты являются второстепенными или акцессорными минералами. Только в верхних слоях отложений кембрия в скв. Слупск их концентрация немного усиливается.

Каолинит (рис. 7) является одним из породообразующих минералов в профилях, находящихся в восточной и западной прибортовых частях Балтийской синеклизы; в центральной же ее части каолинит выступает как вторичный или только акцессорный минерал. Следует обратить внимание на появление больших содержаний каолинита в верхних слоях жарновецкой серии и в нижних слоях нижнего кембрия. Отдельные стяжения с повышенным содержанием каолинита обнаружены и в нижних слоях среднего кембрия.

Самые большие концентрации минералов типа серицит-иллитов (рис. 8) наблюдаются в породах докембрия, неподверженных метаморфизму. В осадках кембрийского возраста повышенные содержания этих минералов наблюдаются в самых нижних частях разреза, реже — в пределах среднего и верхнего кембрия. В исследованной части профилей наблюдается определенная тенденция уменьшения доли минералов этой группы от нижних слоев к верхним частям разреза кембрия.

Исследования степени кристалличности минералов типа иллита позволяют сделать вывод о том, что максимальная степень рекристаллизации глинистых минералов характерна для наиболее древних, неподверженных метаморфизму пород осадочного покрова, залегающих на различных глубинах при различной мощности вскрыши. Минимальные значения этого показателя появляются в отложениях, встречающихся на различных глубинах, однако они относятся всегда к отложениям пород верхнего кембрия, ордовика или нижнего силура. Эти данные были положены в основу гипотезы о главной причине — повышенной температуре — вызывающей рекристаллизацию глинистых минералов в районе Северной Польши. Эта температура была связана

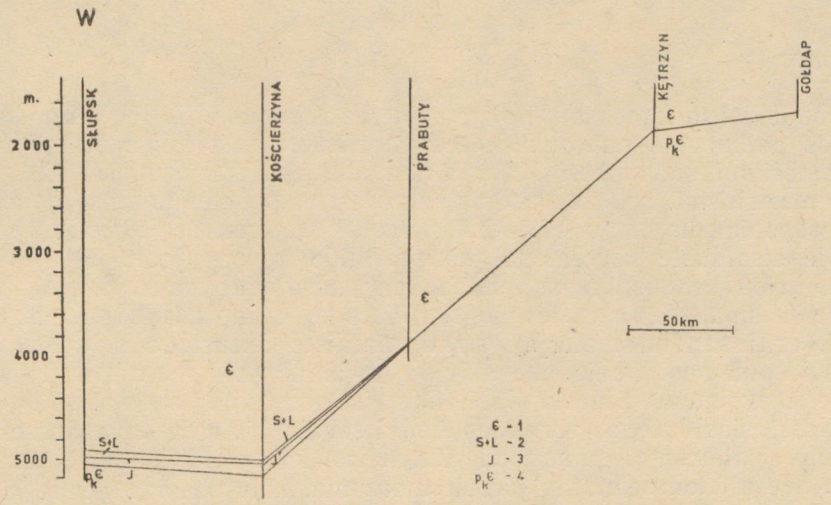


Рис. 9. Схема корреляции верхнего докембрия в разрезе В-3 Балтийской синеклизы. Є — кембрий, S — славатычская серия, L — люблинская серия венда, J — иотний, pЄK — вскрыша кристаллического основания.

с теплом, появлявшимся на определенных этапах действия магматических процессов в кристаллическом основании. Радиометрические методы исследования K/Ar, проведенные автором совместно с М. М. Аракелянц и А. В. Миловским (Lydka, Arakeljanc, Milowski, 1980), позволили провести датировку процессов рекристаллизации исследуемых минералов на ±390—450 миллионов лет.

Результаты данных исследований позволяют сделать важный вывод о том, что западная часть изученного района, т. е. территория скважин Жарновец—Косьцежина, уже во время седиментации подвергалась заметной субсиденции, что прослеживается в указанных отложениях от самого верхнего докембрия до верхнего кембрия. В то время восточная часть была существенно приподнята, на что указывает отсутствие отложений самого верхнего докембрия и верхнего кембрия, а также наименьшие мощности нижнего кембрия, что, возможно, частично обусловлено нижнекембрийской эрозией. Кроме того, представленный материал по основным минеральным компонентам разреза дает существенную дополнительную информацию для познания процессов литогенеза в данном регионе. Его необходимо шире использовать в тесной связи со стратиграфическим материалом.

ЛИТЕРАТУРА

Łydka, K., Arakeljanc, M. M., Miłowski, A. W. The Age of Anchimetamorphism of the Cambrian and Uppermost Precambrian Sediments of the Peribaltic Syneclize (Northern Poland). — Bull. Acad. Pol. Sci., 1980, 28, N 1, p. 1—9.

K. Lydka

PEAMISTE KIVIMIT MOODUSTAVATE MINERAALIDE JAOTUMUS BALTI SÜNEKLIISI LÄÄNEOSA HILISE EELKAMBRIUMI JA KAMBRIUMI KIVIMEIS

Resümee

Vaadeldakse kaheksa põhilise mineraali jaotuspilti Põhja-Poola piirkonnas paiknevate puuraukude metamorfiseerumata hilise eelkambriumi ja kambriumi südamikes. Materjal on analüüsitud peamiselt röntgendifraktomeetriliselt, selleks vastavat ekspressmetoodikat kasutades ja seda mikroskoobiuuringutega täiendades. Tulemused on registreeritud mineraalide sisalduste kõveratena puurprofiilide kaupa (joon. 1—8). Neist nähtub rida seaduspärasusi, mida saab kasutada vaadeldavate settekivimite fatsiaalsete ja paleogeograafiliste tekketingimuste rekonstrueerimisel, eriti saadud materjali stratigraafiliste üksustega sidudes. Omapäraseid tulemusi andis päevakivide uurimine. Nii selgub, et K-päevakivide maksimum Slupski läbilõikes iseloomustub anomaalselt kõrge ortoklassi sisaldusega, võrreldes ümbritsevate kivimite tavapärase mikrokliini sisaldusega, samas on täheldatav ka albiidisisalduse suurenemine. See pilt on seletatav järsult muutunud kulutusalaga nende kihtide settimisperioodil. Illiidi tüüpi mineraalide kristallstruktuuri täiusaste viitab ülemkambriumist allapoole jäävate kihtide tugevale termilisele mõjutusele enne ülemkambriumi sedimentatsiooni algust, mis on seletatav magmaliste protsessidega aluskorras.

K. Lydka

THE DISTRIBUTION OF DOMINANT ROCKFORMING MINERALS IN THE LATE PRECAMBRIAN AND CAMBRIAN ROCKS OF THE SOUTH-WESTERN PART OF THE BALTIC SYNECLISE

Summary

The distribution of eight dominant minerals is examined in the core material from the unmetamorphosed Late Precambrian and Cambrian rocks of North-Poland boreholes. The investigation is based mainly on X-ray analyses, using an express method, with an additional microscopic determination. The contents of minerals are represented on graphics (Fig. 1—8). The curves can be used according to the stratigraphic units for reconstruction of facial and paleogeographic conditions of sedimentation. Peculiar data have been recieved by the investigation of felspars. The maximum of K-felspar content in the Slupsk borehole section corresponds with an enormous content or orthoclas instead of microcline in the surrounding rocks. At the same time the increasing albite content has been recognized. All this gives evidence of an abrupt change in the source area during the sedimentation. The degree of completeness of the crystal structure of illite assumes a strong thermic influence due to the magmatic processes in the basement, taking place in the beds before the Upper Cambrian sedimentation.

УДК 549.623.5 : 551.7.022+551.732.2(474)

М. Рятсеп

ФАЦИАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛАУКОНИТА И ЕГО МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ТИПОВ В РАННЕКЕМБРИЙСКОМ БАССЕЙНЕ ВЕРГАЛЬСКО-РАУСВЕСКОГО ВРЕМЕНИ В СЕВЕРНОЙ ПРИБАЛТИКЕ

Глауконит — осадочный минерал нормально-морских бассейнов седиментации. Лишь изредка его концентрация отмечается и в отложениях лагун. Многие исследователи считают его образованием мелководно-морских фациальный обстановок, отличающихся повышенной мобильностью водной среды. Так, А. Хаддинг причислял его к образованиям сублиторальной фациальной зоны с глубинами от несколько десятков до 200—300 м (Hadding, 1932). По представлениям И. В. Николаевой, «глубина образования глауконита в морском бассейне должна полностью определяться положением и морфологией редукционной зоны, нормальному развитию которой не помешали бы движения воды и размывы осадка, т. е. за пределами литорали на глубинах шельфа порядка первых сотен (300—500) метров в океане, и вероятно 100—200 м в эпиконтинентальных морских бассейнах» (Николаева, 1977).

Основой наших рассуждений о фациальной обстановке образования и накопления глауконита являются данные о распространении и морфологии его зерен на северо-восточном участке обширного нижнекембрийского морского бассейна вергальско-раусвеского времени, который охватывал западную часть современной территории Северной Прибалтики.

В пределах этой площади определялось как латеральное изменение общих средних содержаний глауконита (рис. 1), так и различия в морфологических совокупностях его зерен (рис. 2). Использовались, в основном, интервальные пробы из скважин, пробуренных Управлением геологии Латвийской ССР. Средние содержания глауконита в отложениях тебрской и ирбенской свит вычислялись по расчетному методу Л. Б. Рухина (1961). При этом учитывались существующие количественные соотношения разных типов пород в разрезе.

При морфологической характеристике глауконитовых зерен использовалась выработанная нами ранее классификация, в которой учтены расположение и количество поверхностных скульптурных элементов, главным образом макротрещин — бороздок и следов соприкасавшихся кластогенных зерен, а также особенности строения краевой части глауконитовых гранул.

В этой классификации выделены следующие морфологические разности зерен:

Тип I — Микроконкреционные зерна с округленно-выпуклыми краями. В этой группе выделяется несколько подтипов:

подтип I^1 — почковидно-лопастные зерна с макротрещинами-бороздками по всей поверхности зерна;

подтип I^2 — почковидно-лопастные зерна с макротрещинами-бороздками преимущественно на одной стороне зерна;

подтип I^3 — почковидно-лопастные зерна со следами давления на одной — более светлой стороне зерна;

подтип I^4 — зерна с выразительными следами давления и ясными макротрещинами-бороздками по всей поверхности;

подтип I^5 — зерна с выразительными следами давления;

подтип I^6 — зерна с гладкой поверхностью, без характерных скульптурных элементов.

Тип II — Микроконкреционные комковатые зерна с угловатыми краями и отчетливыми глубокими следами давления.

Тип III — Агрегатные зерна-сгустки.

Тип IV — Червеобразные зерна.

Для сравнительного морфологического анализа определялись количественные соотношения вышеуказанных морфологических типов среди глауконитовых зерен размером 0,1—0,25 мм (таблица). Выбор мелкопесчаной фракции для анализа был обусловлен малочисленностью глауконитовых зерен в более крупных фракциях пород и диагностическими трудностями изучения более мелких частиц.

Таблица

Морфологический состав зерен глауконита в алевролитах и глинах тебрской и ирбенской свит Северной Прибалтики

Скважина и номер пробы	Содержание глауконита, %			Морфологические типы									
	в среднем по инт.	в пробе	относит. обогащ.*	I^1	I^2	I^3	I^4	I^5	I^6	II	III	IV	не опред.
Колувере 12-21	0,03	0,24	ОБ	1,5	9,9	3,0	36,5	14,4	1,2	0,7	26,8	5,8	1,2
Кингисепп-14	0,02	0,02	ОБ	6,5	23,7	3,2	28,9	6,7	5,7	—	17,7	3,5	—
Рухну-500-18	0,00	0,00	ОБ	2,2	11,2	2,2	6,7	2,2	16,9	—	48,5	7,9	0,9
Рухну-500-16	0,00	0,00	Б	—	—	—	6,7	8,0	—	—	48,0	37,3	0,5
Таурупе 26-1 и -5	0,00	0,00	ОБ	1,1	4,9	1,1	6,0	3,7	20,6	0,4	61,1	—	—
Слампе 83-3	0,05	0,26	ОБ	0,5	4,2	0,7	9,5	2,5	2,0	—	76,9	3,2	0,5
Талси 55-03	0,1		ОБ	0,4	4,7	1,5	11,4	14,1	2,5	0,2	62,3	2,5	1,0
Талси 55-7	0,1	0,04	Б	0,3	0,5	0,1	8,6	6,7	—	—	81,3	2,3	4,0
Кандава 26-11	0,21	2,01	ОБ	0,9	4,4	0,7	19,8	5,1	0,5	—	63,0	5,4	2,2
Кандава 26-2	0,21	0,44	ОБ	—	—	—	3,3	22,3	—	—	44,7	29,7	—
Вергале 50-16	0,80	0,87	ОБ	0,7	1,5	1,7	7,4	6,7	0,2	—	76,9	3,7	1,1
Вергале 50-20	0,80	1,10	ОБ	—	0,5	0,9	3,8	2,6	—	—	88,7	3,5	0,5
Вергале 50-12	0,80	0,19	Б	0,5	0,9	—	—	—	0,5	—	34,6	62,6	0,4
Айзпуте 41-12			ОБ	0,7	3,5	0,2	8,6	12,1	0,5	—	72,2	1,7	0,2
Колка 54-5	0,56	2,28	ОБ	2,4	6,2	0,2	12,2	1,9	0,2	—	74,3	2,6	0,2
3820 — 1		1,02	ОБ	2,0	8,0	5,3	6,5	0,3	3,5	—	67,6	6,3	—

* Относительная обогащенность пробы глауконитом оценена путем сопоставления среднего содержания минерала в изученном интервале и содержания его в пробе. ОБ — обогащенные, Б — бедные пробы.

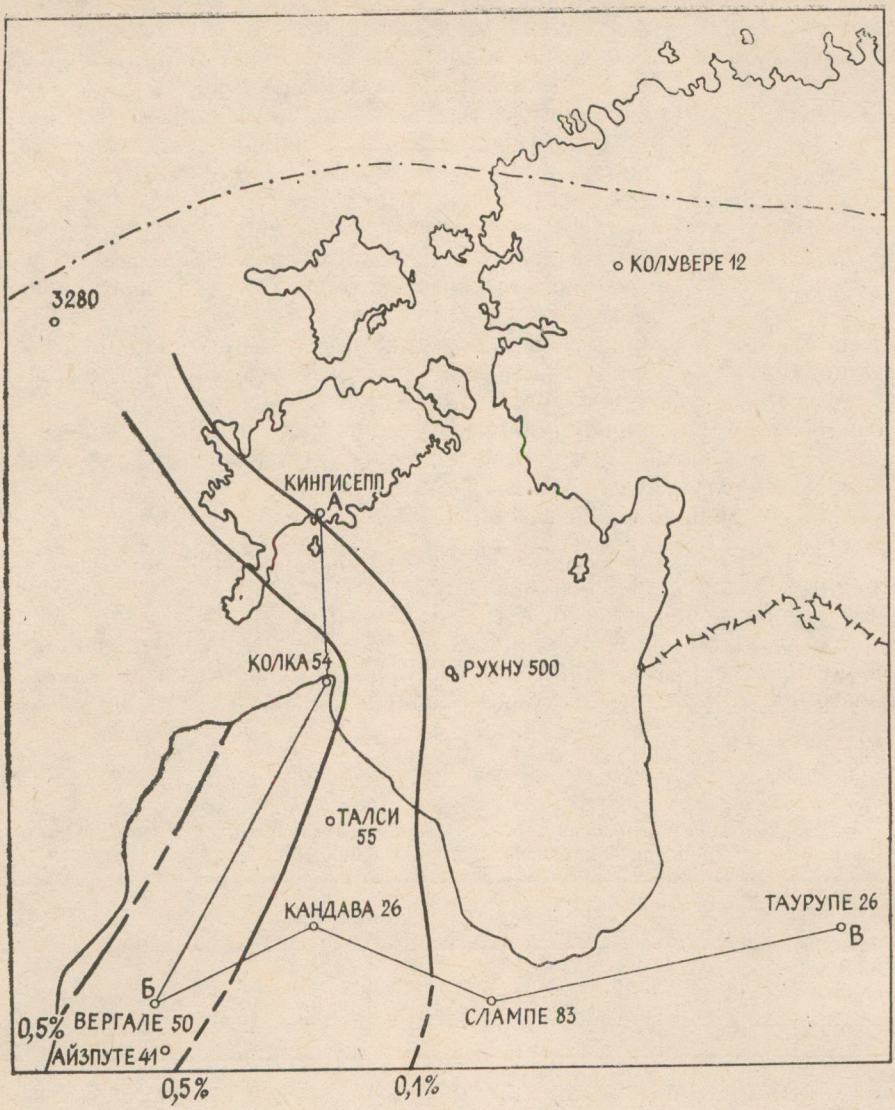


Рис. 1. Схема распределения средних количеств глауконита в отложениях вергальско-раусвеского времени.

АБ и БВ — изученные профили. Пунктирная линия на севере — современная граница распространения соответствующих отложений.

Схема количественного площадного распространения глауконита указывает на увеличение его средних содержаний в западном направлении (рис. 1). Поскольку из полевых наблюдений керна на крайнем западе Курземского полуострова (скв. Овиши и Павилоста) видно, что содержание минерала снова несколько уменьшается (пунктирная линия на рис. 1), то можно предположить, что зональное концентрирование основных масс глауконита происходит в области открытого шельфа.

Это предположение трудно проверить по имеющимся скудным данным о текстурах тебрско-ирбенских отложений. Преобладающая текс-

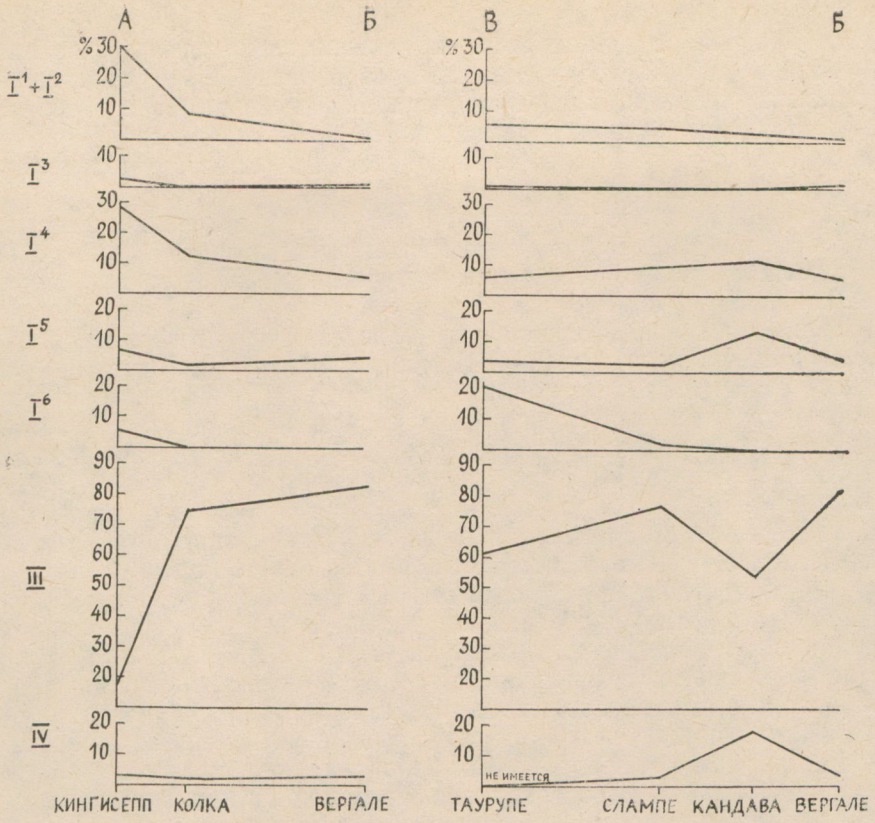


Рис. 2. Изменчивость морфологии зерен глауконита на субмеридиональном (АБ) и субширотном (БВ) профилях.

Слева глубоководные, удаленные от берега фации, справа — прибрежные. Обозначения типов глауконита см. в тексте.

тура «кракстен» вместе с горизонтально-волнистой или линзовидной слоистостью в более мощных массивных слоях алевролитов может указывать на отсутствие высокой подвижности водной среды во время образования пород с максимальными содержаниями глауконита. Действительно, такие признаки литоральных условий седиментации как глиняные окатыши, трещины усыхания, присыпки рудных минералов, поверхности размыва и др. встречаются, в основном, в породах без значительного содержания глауконита — в низах тебрской свиты на уровне распространения железистых оолитов и в восточной части рассматриваемой территории. Все это позволяет считать средой образования глауконита сублиторальную фациальную зону древнего бассейна с глубинами превышающими 20 метров, но, вероятно, с заметной подвижностью вод. Таким образом, площадное распространение глауконита позволяет в нашем случае выявить положение сублиторальной зоны в бассейне древнего осадконакопления.

Сделанный вывод находит подтверждение и в результатах морфологического анализа зерен глауконита. На приведенных палеофациальных профилях субмеридионального и субширотного направления (рис. 2) видна существенная связь между внешним обликом глауконита и фациальными условиями его образования и накопления. Прав-

да, эти профили основываются на сравнительно немногочисленном материале и для их построения использовались только обогащенные глауконитом пробы, в которых содержание минерала выше среднего. Морфологически глауконит обогащенных проб отличается от глауконита бедных образцов более представительным набором морфологических типов минерала.

Полученные результаты говорят о тенденции увеличения количества зерен подтипов I^1, I^2 и I^6 в более мелководной области бассейна. При этом соответствующие изменения в субмеридиональном направлении более контрастны, чем в субширотном.

Выясняется также, что основным типом глауконитовых зерен являются агрегатные зерна-сгустки (III), образующиеся при слипании полужидких пластичных глауконитовых глобул. Полизернистость этих агрегатов устанавливается под бинокуляром по общему коленчатому облику гранул и по швам присоединения, которые иногда очень похожи на трещины синерезиса.

Можно предполагать, что процесс слипания привел не только к образованию зерен-сгустков III типа, но и к формированию других морфологических типов зерен, у которых признаки агрегации не сохранялись из-за неоднократной гидродинамической переработки осадка (тип I^6) или из-за быстроты присоединения частиц в гелевом состоянии при перебрасывании осадочного материала (тип I^1, I^2, I^3, I^4, I^5 и II). Зерна-сгустки образовались, очевидно, при более длительной транспортировке исходных глауконитовых частиц. На их формирование было затрачено больше времени, чем на зерна других перечисленных типов. Длительность процесса прилипания контролировалась подвижностью водной среды, приводившей к образованию обогащенных или бедных глауконитом интервалов разреза. Если сделанные предположения верны, то формирование глауконитовых зерен могло произойти только при относительно высокой гидродинамической активности вод, т. е. в сублиторальной или даже в литоральной области бассейна. В этом случае зернистый глауконит является важным индикатором мелководных условий седиментации. Гидродинамическими факторами, приводившими к агрегации глауконитовых глобул, следует считать волнение и подводные течения, — особенно те, которые перераспределяли осадочный материал вдоль береговой зоны бассейна. Таким образом, предполагаемое зональное распространение глауконита может отражать процесс длительной агрегации его зерен. Такой способ формирования глауконитовых зерен считали вероятным некоторые авторы еще в 1920—1930 годах (Hadding, 1932; Бушинский, 1936).

По своей сущности процесс гидродинамической агрегации очевидно многоэтапен. На начальных стадиях листовидные, напоминающие чешуйки слюд глауконитовые образования соединялись в более крупные частицы пластичного характера. На следующих этапах формировались уже более изометрические гранулы. Все же основная часть сгустков — более 70% — сохраняла к концу агрегации приплюснутый вид.

Неясным в свете морфологических наблюдений осталось происхождение листовидных слюдоподобных исходных образований. Вероятнее всего, они, в основном, представляют собой продукты глауконитизации слюдяных пластинок. Количество листовидных пластинок особенно высоко в бедных пробах. В таблице они отнесены к IV типу.

Большое количество зерен IV типа в районе скважины Кандава-26 (рис. 2) говорит об условиях подводного поднятия, когда на малых глубинах протекала интенсивная глауконитизация слюд, особенно зеленого биотита. В дальнейшем глауконитизированные слюды были пере-

брошены с отмельных участков в область прибрежного шельфа, где после гидратационного набухания и появления гелеподобного состояния они подвергались гидродинамической агрегации.

Представленный материал позволяет утверждать, что глауконит является фациальным индикатором сублиторальных, реже литоральных условий морской седиментации в раннекембрийскую эпоху. При учете текстурных и структурных особенностей окружающих пород, латеральные изменения его концентрации и морфологии могут успешно применяться в палеогеографических исследованиях.

ЛИТЕРАТУРА

Бушинский Г. И. Петрография и некоторые вопросы генезиса вятских фосфоритов. — Бюлл. Моск. Об-ва испыт. природы. Отд. геол., 1936, **14**, с. 159—189.

Николаева И. В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. — Тр. Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР, 1977, **328**, с. 1—319.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., 1961.

Рятсеп М. Х. К морфологии зерен глауконита в нижнекембрийских отложениях Северной Прибалтики. — В кн.: Аутигенные минералы терригенных отложений Прибалтики. Таллин, 1981, с. 78—99.

Haddling, A. The pre-quaternary sedimentary rocks of Sweden. N. Glauconite and glauconite rocks. Lund, 1932.

M. Rätsep

GLAUKONIIDI JA TEMA MORFOLOOGILISTE TÜÜPIDE FATSIAALSEST LEVIKUST PÕHJA-BALTIKUMI VERGALE-RAUSVE EA BASSEINIS

Resümee

Tuginedes kivimite keskmisele glaukoniidisisaldusele ja väliuuringutel kogutud andmetele kivimite tekstuuride kohta, võib oletada, et glaukoniidi põhiline levikuala kuulus basseini sublitoraalse vöö koosseisu (joon. 1). Seda kinnitavad ka glaukoniiditerade välisilme muutused submeridionaalsel ja laiusesuunalisel profiilil (joon. 2). Agregaatsete liitterade suur osakaal enamikus uuritud proovides (tabel 1) lubab oletada, et valdav osa glaukoniiditeradest kujunes kõvastumata poolkolloidsetest osakestest hüdrodünaamilise agregatsiooni tagajärjel. Viimane põhjustas üha suuremate ja isomeetrilisemate terade moodustumise setete korduval läbipesemisel. Glaukoniiditerade võimaliku lähtematerjalina võib vaadelda rohelise biotiidi glaukoniidistunud ja hüdratiseerunud lehekesi.

M. Rätsep

FACIAL DISTRIBUTION OF GLAUCONITE AND ITS MORPHOLOGICAL VARIETIES IN EARLY CAMBRIAN BASIN OF VERGALE-RAUSVE AGE OF NORTHERN BALTIC AREA

Summary

The distribution of general amounts and morphological varieties of glauconite were investigated in sediments of Early Cambrian basin of

Vergale-Rausve age from Northern Baltic area. By using structural data we can assume that the main distribution area of glauconite belongs to an ancient sublittoral belt (Fig. 1). The relations of glauconite varieties (Table) were determined on the basis of the earlier elaborated morphological classification and have been presented on profiles of submeridional and sublatitudinal direction (Fig. 2). The wide occurrence of so-called agregate grains enables us to suppose, that the principal part of glauconite grains were formed in gel phase through a specific process of hydrodynamic aggregation. This leads to the production of larger and more isometrical grains in time. It is guessed that hydrolized flakes of glauconitized green biotite serve as an initial material for grain formation.

УДК 551.732.2 : 553.313(474+438)

Э. Пиррус

ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ВЕРГАЛЬСКО-РАУСВЕСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО УРОВНЯ БАЛТИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

При изучении стратиграфии терригенных отложений венда и кембрия на Восточно-Европейской платформе важную роль играют и аутигенные минеральные образования, отдельные представители которых стратифицируются на определенных возрастных уровнях. Так, этим характерен глауконит, появляющийся в нашем регионе в массовом количестве строго с подошвы нижнего кембрия и исчезающий на большой территории выше низов среднего кембрия. Таким образом, глауконит четко маркирует нижний отдел кембрия на западе платформы. Второй, хорошо стратифицированный процесс аутигенной минерализации — конкреционный сидерит в тонкослоистых глинах котлинской свиты венда. Несмотря на то, что он маркирует отложения, хорошо идентифицируемые в стратиграфическом смысле и по другим хорошо выявленным макропризнакам породы — по тонколенточной текстуре, по нахождению в них тонких сапропелевых пленок и т. д. — именно сидеритовая минерализация позволяет отличать котлинские глины от пропластов глин аналогичного генетического типа в подстилающих редкинских отложениях, где сидерит пока не установлен.

В настоящем сообщении представлены материалы по третьей стратифицированной аутигенной минерализации в данном разрезе — по бурым оолитовым рудам вергальско-раусвеского уровня айсчяйской серии. В отличие от двух предыдущих минералопроявлений, этот уровень наиболее ценный именно потому, что он маркирует очень узкий интервал времени (в основном часть вергальского горизонта), что к настоящему времени хорошо доказано биостратиграфическими данными. Кроме того, в последние годы прибавились новые данные, которые показывают, что в зоне выклинивания оолитовых руд нередко наблюдаются и другие минералы, которые как бы продолжают данный уровень в пространстве и тем самым расширяют площадь действия этого важного возрастного репера (Арень, Лендзион, Пиррус, 1981; Areń, Lendzion, Pirrus, 1981).

К настоящему времени мы располагаем следующими сведениями о бурых оолитовых рудах данного уровня.

Во-первых, рудопроявление зафиксировано в типично морских отложениях, характеризующихся соответствующими палеонтологическими остатками, глауконитом и фосфатом. Однако, сами по себе, рудные слои остатков фауны не содержат или (в случае наличия редких остат-

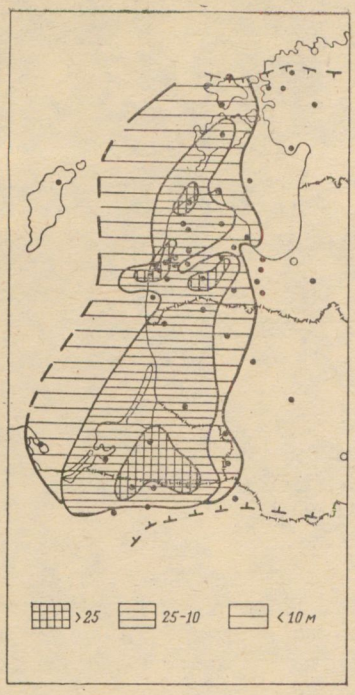


Рис. 1. Распределение мощностей рудоносного комплекса.

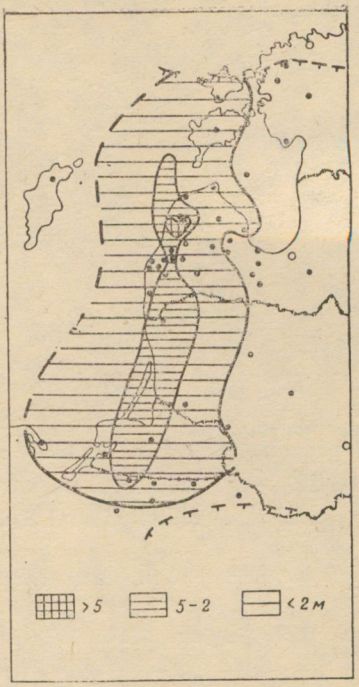


Рис. 2. Распределение суммарных мощностей слоев оолитовых железных руд.

ков) не исключен их перемыв из подстилающих морских отложений. Это позволяет сделать важный вывод о том, что геохимическая среда накопления руд сильно отличалась от нормально-морской среды и явилась, вероятно, кратковременной гидрохимической аномалией на фоне нормально-морского седиментогенеза. Этот вывод в общих чертах согласуется и с поведением глауконита, который встречается в рудовмещающих морских отложениях в подавленных количествах и начинает играть важную роль ниже и выше этих отложений.

Во-вторых, при анализе картографического материала выявляется, что наибольшие мощности (как отдельных рудных пластов, так и рудовмещающего комплекса в целом) тяготеют к центральной части распространения бассейна в Балтийской синеклизе. Соответственно, площадь наибольших мощностей руд хорошо совмещается с площадью наибольшего содержания в отложениях глинистого компонента (рис. 1—3). Следовательно, рудный процесс мог развиваться наиболее интенсивно только в самой удаленной от берега глинистой фации, по крайней мере, мог фиксироваться только в таких условиях. Эта закономерность трудно объяснима, так как она не совсем согласуется с представлением об общем мелководном генезисе оолитовых руд железа, а также о возможном притоке рудопроизводящих растворов с континента. Она наводит на мысль о том, что возможно построение рудных пластов и за счет внутренних запасов самóй глинистой фации пелагической зоны водоема — скажем, путем диагенетического перераспределения соединений железа.

В-третьих, установлено, что почти у всех рудных пластов разреза выявляется четкая ассимметричность построения: подошва пластов

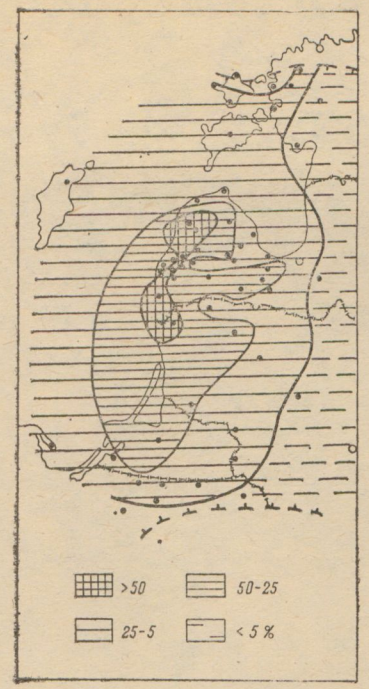


Рис. 3. Распределение глинистых пород в рудовмещающей части разреза (вергальский горизонт).

очень резкая, часто с карманообразными углублениями и даже трещинами заполнения в подстилающих породах. Кровля же переходная, иногда даже трудно фиксируемая из-за постепенного затухания вкрапленности оолитов в нормально-осадочной породе (рис. 4). Этот факт говорит о том, что процесс рудообразования был явлением катастрофическим, быстроактовым. Но важнее всего то, что ему всегда предшествовал небольшой перерыв в осадконакоплении, размыв подстила и, вероятно, образование массы гетитовых оолитов, которые позднее были переброшены в зоны накопления — в рудные пласты. Такой гидродинамически-аномальный, перемывочно-катастрофический характер рудного процесса весьма трудно сопоставим с отмеченной выше закономерностью накопления руд именно в наиболее глубоководной глинопроизводящей зоне водоема. Этот аспект ирбенской седиментации требует дальнейшего изучения.

Кроме этих основных положений в настоящее время известно, что количество и мощности рудных пластов сильно меняются из разреза в разрез, из-за чего послойная увязка их невозможна даже в близко располагающихся разрезах. Следовательно, рудные образования имеют отчетливые линзовидные контуры и часто выклиниваются в разрезе, замещаясь новыми телами. В то же время весь рудоносный комплекс территориально четко выдержан и распространяется в виде непрерывного тела — начиная с острова Хийумаа на севере Эстонии до разрезов скв. Хель, Голдап и Бартошице в Северной Польше — то есть охватывает в меридиональном направлении около 600 км. В широтном направлении рудоносное тело хуже оконтурено из-за недоступности слоев для разбуривания в зоне современной акватории Балтики, однако и здесь его размеры охватывают, вероятно, не менее 200—300 км. Интересно отметить, что бурые оолитовые руды обнаружены сейчас непосредственно на дне Балтики несколько западнее острова Хийумаа

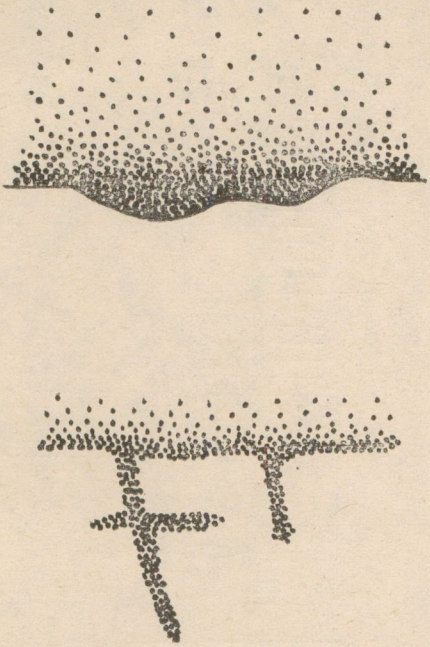


Рис. 4. Характерные формы залегания оолитов в алевролитах изученного разреза.

(материалы 51 рейса исследовательского судна «Добрынин», представленные нам для исследования А. Григялисом), а также, по данным П. Торслунда (Thorslund, 1980) — в разрезе скважины у фундамента Шведского маяка Эстра Банкен на глубине 72,2—72,5 м ниже уровня моря.

Биостратиграфически основная часть рудопроявления относится к вергальскому горизонту, в частности, к его нижней половине. Это установлено микрофитологически в большинстве разрезов Западной Латвии, где разрез рудоносного комплекса наиболее полный и мощный. То же наблюдается и в районе западных островов Эстонии, где доордовикский эрозионный срез доходит до вергальского горизонта, а нередко (скв. Калана, гл. 100,2 м) до самих рудных прослоев в нем (Кала, 1972). Однако в последние годы появились факты, указывающие на возможный раусвеский возраст верхних прослоев оолитовых руд, например, в скв. Овиши, гл. 893—896 м (Брангулис и др., 1975). Если эти данные будут в дальнейшем подтверждены (учитывая известные трудности точного разграничения вергальского и раусвеского горизонтов по данным акритарх) они, естественно, несколько снизят маркирующее значение оолитовых руд для стратиграфии. Однако появление первых снизу прослоев руды все же связано только с вергальским горизонтом. Это настолько отчетливо выражено во многих разрезах, что латышские геологи в своих схемах расчленения кембрия в Латвии проводят по подошве первого рудного пласта важную литостратиграфическую границу — границу вентавской и тебрской свит. Эта точка зрения не разделяется большинством исследователей, что нисколько не умаляет маркирующего значения рудоносного комплекса в стратиграфии региона в целом.

При изучении площади распространения соединений железа выявляется довольно сложная зональность (рис. 5). В районе наибольших мощностей рудных пластов в центральных зонах рудоносного бассейна

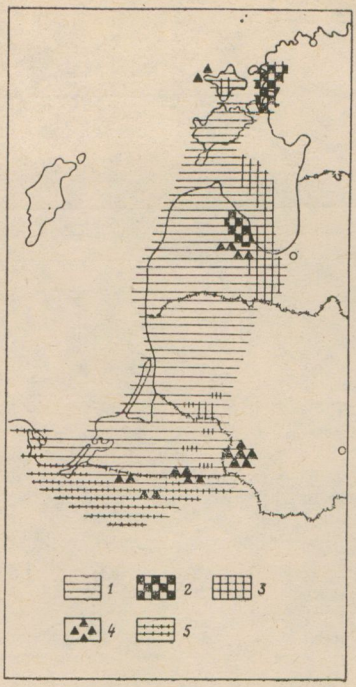


Рис. 5. Схема распределения отдельных минералов в рудоносном комплексе изучаемого разреза.

1 — гетит (оолиты), 2 — пирит, 3 — шамозит, 4 — сидерит, 5 — гематит.

минерализация наиболее мономинеральна — она в основном представлена концентрически построенными шаровидными выделениями гетита с оптимальным диаметром 0,05—0,5 мм. По данным исследования шлифов, частично выполненного в лаборатории УГ Латвийской ССР, в ядрах оолитов нередко устанавливаются обломочные или аутигенные минералы — кварц, полевые шпаты, циркон, глауконит, сидерит, иногда фосфаты. Однако, судя по химическим анализам наиболее чистых рудных прослоев (таблица), силикатная составляющая в них не превышает 40—45%. Еще более богата Fe_2O_3 отобранная под бинокуляром чистая фракция оолитов (см. таблицу). Чисто гетитовый компонент в них составляет 70—80% от массы оолита. Это позволяет сделать вывод о том, что силикатное ядро в оолитах вообще не является обязательным условием развития процесса. Наоборот, гетитовые глобулы могли развиваться вполне самостоятельно.

По окраинам зоны распространения мономинеральных гетитовых руд выделяется, по данным последних лет, зона, в которой гетит ассоциируется с сидеритом. Тонковкрапленный сидерит присутствует практически повсеместно и в породах ирбенской свиты, где он попадает в тяжелую фракцию иммерсионных препаратов при минералогическом анализе (Менс, 1979). Частое присутствие его зерен в рудных образованиях отмечалось также И. Апините (1974). Наличие сидерита нередко обнаруживается и при химических анализах (см. таблицу: Павилоста, гл. 1365—1369 м). Однако, макроскопически обнаруживаемые сидеритовые тела — линзы и продукты их раздробления — установлены в основном в последние годы (благодаря более тщательной документации этих явлений при изучении керна). Впервые образования сидерита были отмечены О. Лашковой в юго-западных разрезах Литвы и в некоторых разрезах Латвии (скв. Куйли и Талсы — Апините, 1974). Затем эти образования были обнаружены нами в скв. Кандава 24 и 26 в Лат-

Таблица

Химический состав бурых оолитовых руд кембрия Балтийской синеклизы

		SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	ппп	Сумма	CO_2
А. Прослои бурых оолитовых руд														
Павилоста-51	1362—1365	44,76	6,70	0,30	32,72	2,08	1,65	1,70	2,34	0,31	0,33			
	1365—1369	28,42	4,81	0,10	19,95	18,24	1,86	4,57	2,00	0,31	0,31			
Дурбе-35	1277,0	12,66	2,33	0,16	70,29	1,15	1,79	1,88	0,23	0,31	0,65			
Эдоле-60	1082,8	10,98	2,04	0,38	68,95	0,72	2,11	1,68	0,23	0,48	0,83			
Пилтене-30	1140,5				34,79						0,30			
	1145,0				37,96						0,59			
Пилтене-32					42,50									
Дреймани-11	1259,0—1262,9	21,78	5,49	0,20	59,49		1,18	1,24	0,14	0,40		9,56		0,20
Стирнас-18	1168,0	25,70	6,35	0,36	54,35		0,79	0,93	0,78	0,28		9,60		0,70
Адзе	1100,0	24,08	8,08	0,93	51,99		0,24	0,32			0,10	10,38		0,20
Эммасте	223,5	11,86	7,19	0,28	57,16	3,37	4,20	0,98	0,20	0,80	0,18	13,40	99,62	
	223,5				52,51	7,90								
Скрунда-56	1419,5	19,49	8,66	0,46	56,06	2,13	0,31	0,57	0,65	0,52	0,05	11,17	100,07	0,48
	1435,0				46,54	3,37								
	1432,0				40,73	7,35								
	1426,5				44,40	2,70								
	1410,5				47,13	2,60								
	1407,2				36,70	3,54								
	1406,8				50,04	3,00								
Стирнас-18	1168,5	22,25	5,70	0,70	54,11	3,50	0,56	0,90	0,07	0,18	0,63	10,64	99,18	0,75
Айзпуте-41	1297,6	13,68	4,92	0,32	67,20	1,21	1,06	0,36	0,16	0,28	0,14	9,89	99,22	1,49
	1297,6				45,55	4,85								
Среднее		20,72	5,75	0,41	50,02	3,45	1,39	1,06	0,53	0,40	0,37	10,66	94,75	1,11
Б. Колломорфные пленки в прослоях руд														
Скрунда-56	1419,5	21,39	6,55	0,30	57,33	1,05	1,20	0,54	0,65	0,47	0,15	10,24	99,87	1,01
В. Оолиты, выделенные из прослоев руд тяжелыми жидкостями														
Эммасте	223,5				66,87	2,58								
Скрунда-56	1419,5				69,56	1,22								
Стирнас-18	1168,5				65,64	1,72								
Айзпуте-41	1297,6				65,64	1,36								
Соколица-1	2000—2006				36,78	9,70								
Среднее					66,93	1,72								

вии, еще позднее — в скв. Калана на острове Хийумаа в Эстонии, а также в разрезах Северной Польши (скв. Голдап, Бартошице). Несмотря на такое разбросанно-пятнистое размещение образований сидерита, они повсеместно окаймляют внешнюю зону распространения гетитовых руд или даже встречаются самостоятельно вне контуров их распространения. В вертикальном разрезе сидериты тяготеют к подошве и кровле рудоносного комплекса. Об этом свидетельствуют материалы скв. Голдап (Польша) и Калана (Эстония).

При одновременном нахождении гетитовых оолитов и сидеритовых макрообразований, последние всегда являются подстилающими, носят признаки механического разрушения и разъедания, а иногда представлены брекчией-конгломератом. Это приводит к предположению о том, что гетитовые оолиты в основном могли образоваться именно за счет продуктов позднейшего размыва и разрушения диагенетических сидеритовых образований. Однако морфологические особенности оолитов и сфероидальных микроконкреций сидеритов настолько различны, что не дают никаких аргументов в пользу такого предположения. Возможно, диагенетическая минерализация сидерита служила лишь источником железа для формирования гетитовых руд, но сам процесс рудообразования, несомненно, сопровождался коренным преобразованием минеральной природы исходных соединений железа. Тем не менее, в свете новых данных, полученных по Восточной Польше (Арень и др., 1981), очевидно, что сидерит генетически тесно связан с оолитообразованием и «продолжает» железорудный процесс на таких площадях, где оолитообразование оказалось почему-либо невозможным.

В связи с этим представляет интерес и третья зона минеральных ассоциаций Балтийской синеклизы, которая приурочена к Северной Польше и к южным разрезам Литвы. Кроме гетита и сидерита здесь начинает играть существенную роль пигментирующий бесструктурный красноцветный окисел железа (гематит?), который не обладает оолитовой структурой. В одних случаях гематитовая импрегнация ассоциируется с сидеритовыми образованиями различного типа (скв. Голдап), а в других разрезах, более близких к осевой зоне синеклизы (скв. Бартошице и Хель) — с прослоями руд оолитовой структуры, которые вверх по разрезу переходят в сидеритовые образования (скв. Бартошице). Иногда наблюдается ассоциация красноцветной импрегнации с шамозитовыми выделениями (скв. Геняй в Литве). Однако во всех случаях гематитовая импрегнация охватывает значительные интервалы разреза. Она пропитывает в основном алевролито-песчаные породы, не характеризуется особо высокими концентрациями железа (содержание Fe_2O_3 в этих красноцветных породах обычно 9—15%, реже доходит до 35%) и по своему генезису является явно вторичным минеральным образованием. О последнем свидетельствуют реликты серых участков в этих интервалах, сохранение пиритизированных следов жизнедеятельности морских организмов и раскрашенные участки первичной битурбационной текстуры типа «кракстен» в красноцветной породе, а также сохранившиеся растрескивавшиеся сидеритовые тела с гематитовым заполнением трещин. Все это говорит о том, что рассматриваемая импрегнация пород не имеет прямого генетического отношения к рудоносному комплексу вергальского горизонта, а является лишь следствием позднейшей обработки отложений, первично обогащенных железом. Возможно, что определенное влияние на это оказали более жесткие геотермальные условия в глубоко погруженных частях этих разрезов (около 2 км) или сыграли роль некоторые другие факторы. Во всяком случае, в современной зональности минералов эти явления отражаются достаточно четко, хотя они и не способны скрыть основной тенденции в первоначальном фациальном плане рудообразования (приуроченность оолитовых руд к центральной, а сидеритовых образований, наоборот, к краевой зоне области рудообразования).

Четвертая минеральная зона представлена на очень ограниченной территории в полосе выклинивания прослоев железистых оолитов и представлена зеленой землистой массой шамозита в поровом простран-

стве алевролита. Такие минералопроявления установлены пока только в районе Центральной Прибалтики (скв. Кроньауце, Добеле, Слампе и Рухну). По масштабам они очень невелики. Возможно также, что из-за трудностей диагностики шамозита эти проявления в большинстве случаев остались незафиксированными. Однако тщательно изученные нами разрезы все же показывают, что эти явления имеют весьма скромное количественное значение и представляют, в основном, лишь минералогический интерес. На наш взгляд, шамозит формировался в тех участках синеклизы, где не было условий для диагенетического образования сидерита. Это зона резкой замены глинистых алевролитов на более отсортированные алевролиты в прибортовой части синеклизы, где железоносная минерализация могла протекать только в очень ограниченных следовых количествах.

Кроме отмеченных скважин, небольшие скопления шамозита обнаружены в некоторых разрезах вместе с сидеритом и оолитами железа (скв. Геняй, Кандава 26, Калана). Точный механизм генерации минерала к настоящему времени не выяснен и можно сказать лишь одно — фиксация части железа в силикатах имела место в резко закисных условиях и, по всей вероятности, до образования оолитовых прослоев в конкретных разрезах.

Очень условно могут быть рассмотрены как продолжение рудного комплекса явления аномальной пиритизации в глинистых прослоях рассматриваемого уровня, зафиксированные в скважинах Талсы и Виртсу. Возможно, это результат вторичной редукции маломощных язычков рудных пластов гетитового, сидеритового или шамозитового состава в зоне их выклинивания. Или эти явления не имеют никакой связи с процессами формирования рудного пласта в центральных частях синеклизы. Как и отмеченные шамозитопроявления, так и эти аномально выделяющиеся скопления пирита являются очень небольшими по своей абсолютной массе и не могут играть ощутимой роли в общем балансе железа на данном возрастном уровне.

Из приведенного материала следует, что несмотря на наглядность маркирующих свойств бурых оолитовых руд, конкретные минеральные формы в них являются весьма сложными и не позволяют к настоящему времени осветить все детали формирования этих слоев. Но в генетическом отношении нужно подчеркнуть еще и то обстоятельство, что ближайшие к берегу фации вергальского моря в прибортовой зоне синеклизы, представленные более однородными и лучше отсортированными алевролитами, являются вполне стерильными относительно рудного процесса. Это позволяет считать необходимой предпосылкой для формирования рассматриваемых рудных пластов именно наличие достаточного количества глинистого вещества, в котором могли произойти процессы первичной концентрации форм железа — очевидно в стадии диагенеза. Однако, как известно, нормальный морской диагенез в терригенных толщах обычно приводит к фиксированию железа в рассеянных формах — в основном в составе микроконкреций глауконита и пирита — и не дает возможности перетрансформировать их в рудные пласты. Следовательно, на фоне нормально-морского вергальского осадконакопления можно допустить возникновение кратковременных гидрохимических аномалий, которые позволили бы сконцентрировать соединения железа вплоть до образования рудных пластов. О том, каковы эти аномалии, говорят именно сопутствующие оолитовым рудам закисные минералы — шамозит и сидерит. Оба эти минерала, судя по имеющейся литературе, склонны образовываться в несколько опресненных условиях, в которых, кстати, и происходит формирование

большинства оолитовых руд железа в истории Земли (Страхов, 1960; Формозова, 1962). Такое предположение в наших исследованиях хорошо подтверждает факт отрицательной корреляции между рудными образованиями и индикатором нормально-морских условий — глауконитом. Это наблюдается во всех исследованных разрезах, начиная с запада Эстонии вплоть до разрезов Северной Польши.

Исходя из этого, мы выдвигаем гипотезу о том, что в первой половине вергальского времени в акваторию нынешней Балтийской синеклизы с континента периодически попадали большие массы пресной воды, отклоняющие нормально-морской гидрохимический режим к несколько опресненному, в котором перестроились основные процессы раннего диагенеза. Учитывая резко выраженный гумидный режим климата на окружающем континенте (о чем свидетельствует стерильность всего раннекембрийского осадконакопления относительно осадочных карбонатов), такое объяснение не вызывает серьезных возражений с точки зрения палеогеографии изучаемого периода. Если это действительно так, то рудные пласты центральных зон Балтийской синеклизы имеют не только формальное маркирующее значение для стратиграфии данного региона, но и отражают важные события в палеогеографии кембрийского периода в целом. Находки сидеритов на данном возрастном рубеже далеко за пределами Балтийской синеклизы — в Восточной Польше (Арень и др., 1981), а также наличие близких по составу оолитовых руд в тех же отложениях на Украине (Палеогеография..., 1980) свидетельствуют и о том, что гидрохимическая аномалия опреснения кембрийского моря охватывала в это время большие территории на западе платформы и была региональной в полном смысле этого слова. Следовательно, и маркирующее значение этого события может быть использовано в стратиграфических целях шире и уверенней, чем раньше. Естественно, постепенно необходимо повышать степень изученности этого интересного явления.

ЛИТЕРАТУРА

Апините И. О нижнекембрийских оолитовых железных рудах Балтийской синеклизы. — Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1974, **23**, № 1, с. 76—79.

Арень Б., Лендзион К., Пиррус Э. Диагенетический сидерит в отложениях нижнего кембрия Польши и стратиграфическое значение этой минерализации. — Изв. АН ЭССР. Геол., 1981, **30**, с. 1—6.

Брангулис А. П., Волкова Н. А., Карпицкая Л. П., Розанов А. Ю. К строению древних толщ на севере Курземского полуострова. — В кн.: Геология кристаллического фундамента и осадочного чехла Прибалтики. Рига, 1975, с. 58—63.

Кала Э. О возрасте тискреских слоев по материалам острова Хийумаа. — Изв. АН ЭССР. Хим., Геол., 1972, **21**, № 3, с. 276—278.

Менс К. Минералогическая и палеонтологическая характеристика соэлаской свиты. — Изв. АН ЭССР. Геол., 1979, **28**, № 4, с. 125—132.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т.П.М., 1960.

Формозова Л. Н. Условия образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембрии. — В кн.: Осадочные руды железа и марганца. — Тр. ГИН, **70**, М., 1962, с. 65—118.

Areń, B., Lendzion, K., Pirrus, E. Slady diagenetycznego syderytu w dolnym Kambrze wshodniej Polski oraz znaczenie stratygraficzne tej mineralizacij. — Kwartalnyk Geologiczny, 1981, **25**, s. 225—231.

Thorslund, P., Axberg, S. Geology of the Southern Bothnian Sea. Part I. Bull of the Geol. Inst. of the Univ. of Uppsala N.S. 1980, **8**, p. 35—62.

E. Pirrus

BALTI SÜNEKLIISI VERGALE-RAUSVE RAUAMAAGITASEME FATSIAALSETEST ISEÄRASUSTEST

Resümee

Hilisvendi ja kambriumi stratigraafia probleemide käsitlemisel annavad olulist abi mitmed stratifitseeritud jaotuspildiga autigeensed mineraalid — glaukoniit, sideriit, eriti aga alamkambriumi teisel poolel ulatusliku territooriumi haaranud götiit-ooliitne mineralisatsioon. Käesolevaks ajaks on selgitatud selle maagitaseme ehituse põhijooned. Olles suletud normaalmereliste settekivimite kompleksi, ei ole maagikehadel enestel selgeid meretekkelisi tunnuseid. Ooliitide jaotumus kihtides on asümmeetriline, selgelt väljendunud kulutuspinnaga lamamil (joon. 4). Maagikihid on lateraalselt ebapüsivad, läätsjalt kiilduvad, kompleks tervikuna aga territoriaalselt väljapeetud. Jälgitav on tüsedamate maagikihtide koondumine omaaegse basseini keskossa, valdavalt savikivimite kuhjealale (joon. 1—3), mis eritab vaadeldavat maagiilmingut paljudest teistest teadaolevatest mineralisatsioonitasemetest, kus iseloomulikuks jooneks on enamasti maagi seos kõige rannalähedasemate vööndi-tega. Maaki moodustavad ooliidid on sagedasti silikaatse tuumaga, kuid selline tuum pole kaugeltki kõigil ooliitidel, mida näitavad keemilised analüüsid (tabel). Basseini piires ilmneb selge mineraloogiline tsonaalsus — götiitse ooliitmaagistumisvälja äärealadel levib sideriit, kohati šamosiit, ebaselgem on suhe püriidiga (joon. 5). Sünekliisi sügavamale vajunud aladel (Lõuna-Baltikum, Põhja-Poola) täheldatakse maagile vastava taseme impregneerumist hematiitse pigmendiga. Viimane on tekkelt teisene ja tõenäoliselt põhjustatud geotermilistest faktoritest.

Kogu olemasolevat informatsiooni silmas pidades said maagistumise põhjuseks olla perioodilised hüdrokeemilised anomaaliad selleaegses meres, esile kutsutud humiidse kliimaga kontinendilt valguvate mageveehulkade poolt, mis katkestasid normaalmerelise settimisrežiimi ja viisid diageneetiliselt eelnevalt rikastatud rauaühendid oksüdeeritud ooliitsesse vormi.

E. Pirrus

THE FACIAL PECULIARITIES OF THE VERGALE-RAUSVE IRON ORE HORIZON IN THE BALTIC SYNECLISE

Summary

The problems of Late Vendian and Cambrian stratigraphy can partially be solved considering the stratified distribution of authigenic minerals, such as glauconite, siderite and goetite.

Considerably significant is the oolitic goetite-mineralization with an extensive lateral distribution during the second half of Lower Cambrian. The main features of the structural plan of the ore horizon have been explained for the present time. Occurring among the normal marine deposits the ore beds have no distinct sign of a marine origin. The distribution of oolites is asymmetric, clearly exposed on the denudation surface of the underlying beds (Fig. 4). The ore beds are lenticular, laterally unevenly distributed though the horizon as a whole appears to be con-

tinous. Thicker beds are concentrated in the central part of the ancient sedimentary basin, mainly in association with clay deposits (Fig. 1—3), unlike most of ore deposits being located in the nearshore zone. The nuclei of oolites in ore beds may consist of silicate. The chemical composition of the ore beds has a great variability (Table). Within the basin a distinct zonal disposition of the minerals is established: the central field of goetitic-oolitic ore mineralization is surrounded by areas of siderite, chamosite and pyrite (Fig. 5). In the submerged areas of the syneclise (South Baltic, North Poland) a hematitic impregnation is recognized at the corresponding horizon. This may be of secondary origin and probably evoked by geothermic factors.

In accordance with the existing data the formation of the ore beds should be connected with periodical hydrochemical anomalies in the sedimentary basin induced by the fresh water inflow from continents with a humid climate, interrupting the normal marine sedimentation regime. Due to this, the iron compounds preliminarily enriched in diagenesis, were oxidized.

УДК 551.72+551.732.2(438—11)

М. Вихровска

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛИНИСТОЙ ФРАКЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ КЕМБРИЯ И ВЕНДА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ПОЛЬШЕ

В пределах Подлясского понижения (район Варшавы) и Любельского склона платформы более тонкозернистые породы — алевролиты и аргиллиты — составляют подчиненные прослои различной мощности среди песчаников венда и нижнего кембрия. Однако, глинистая фракция этих пород позволяет в какой-то степени оценить палеофациальные условия данной площади. Глинистый компонент отложений, ввиду своих структурных свойств, наиболее чувствительно отражает обстановку седиментации, транспорта и, нередко, условия формирования глинистого материала на окружающей суше.

Минералогический анализ был проведен по фракции <0,002 мм на рентгеновском дифрактометре. Применялся метод сравнения дифрактограмм исходных проб с дифрактограммами этих же проб после их насыщения гликолем и обжига при температуре 490 °С. Концентрации избранных рассеянных элементов определялись спектральным методом. Для сравнения результатов все изученные образцы привязаны к единой шкале глубин отбора проб, исходящей от условного нуля на границе между климонтовским ярусом и горизонтом Holmia (Arén, Lendzion, 1978).

Количество частиц диаметром менее 0,0039 мм, определенное при седиментационном анализе, использовалось как оценочный показатель распределения тонкой фракции в отдельных районах (рис. 1). Эта фракция колеблется в исследуемых породах в пределах от 5 до 25%. Максимальные количества отмечены для кембрия — в районе Радзыни и Каплоносов (западное и юго-западное обрамление Луковско-Вишницкого блока), а для венда — в разрезе Бялополе. Минимальное количество этой фракции зафиксировано в аргиллитах и алевролитах из скважины Мельник (4—10%). В Вышкуве — в пределах вышкувской свиты (серии) — преобладающую роль играет материал фракции 0,053—0,032 мм, а обогащение более тонким материалом происходит в направлении кровли осадков климонтовского яруса.

Глинистая фракция менее 0,002 мм состоит из смеси минералов иллита, каолинита, хлорита и глинистых минералов со смешанослойной структурой, которые образуют ряд характерных ассоциаций. В большинстве случаев наблюдается преобладание иллита над каолинитом и хлоритом (рис. 2, *I*). В некоторых случаях проба состоит исключительно из иллита (рис. 2, *II*). Минералогическая изменчивость в вертикальном профиле наиболее четко наблюдается в пробах пород

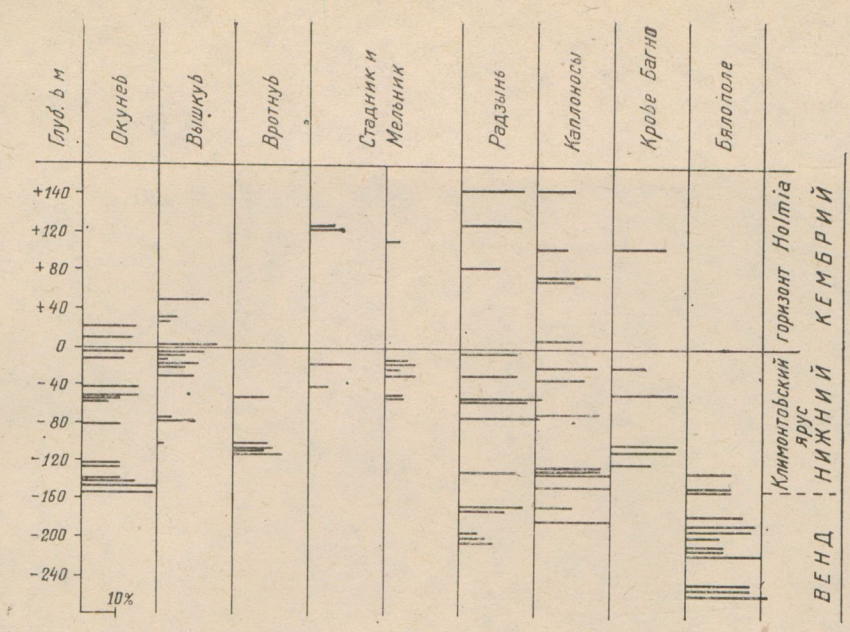


Рис. 1. Процентное содержание в породах фракции <0,0039 мм.

вишницкой свиты (район Варшавы). Глинистые отложения этой свиты иллитовые, но отмечаются процессы трансформации в направлении образования минералов смешанной структуры (рис. 2, *III*). Основная линия иллита 10 Å при этом становится расширенной и приобретает изгибы в направлении малых углов. Особенно четко этот процесс отмечается в глинистых отложениях бялопольской и любельской свит из Бялополя (Любельский склон платформы — рис. 2, *IV*).

Химический анализ глинистой фракции показал, что состав наиболее мономинеральных глинистых фракций отвечает, в среднем, составу иллита (Stoch, 1974). В других случаях процентное содержание иллита подсчитано на основании содержания K_2O в пробе. Средние содержания этого минерала в исследуемых глинистых отложениях представлены в таблице.

По характеру дифрактометрических картин и по данным о содержании иллита, вычисленным на основании химических анализов, следует, что глинистые отложения южной зоны Подлясского понижения (скважина Окунев ИГ-1) и западной части Любельского склона платформы в районе Радзыня представлены почти одним мономинеральным иллитом. Среднее содержание иллита в количестве 70—80% зарегистрировано в северной части Подлясского понижения (с тенденцией к уменьшению количества иллита по направлению к Любельскому склону платформы).

Глинистые минералы в изученных отложениях имеют аллотигенное происхождение, о чем могут свидетельствовать снимки порошковых препаратов и реплики, сделанные под трансмиссионным электронным микроскопом (рис. 3). Скопления зерен иллита имеют размытые контуры и плитчатую, иногда удлиненную форму.

Однако не исключено, что небольшое количество иллита и каолинита имеет аутигенное происхождение: форма некоторых частиц может указывать на их синтез прямо из раствора (рис. 4). Каолиниты в своей

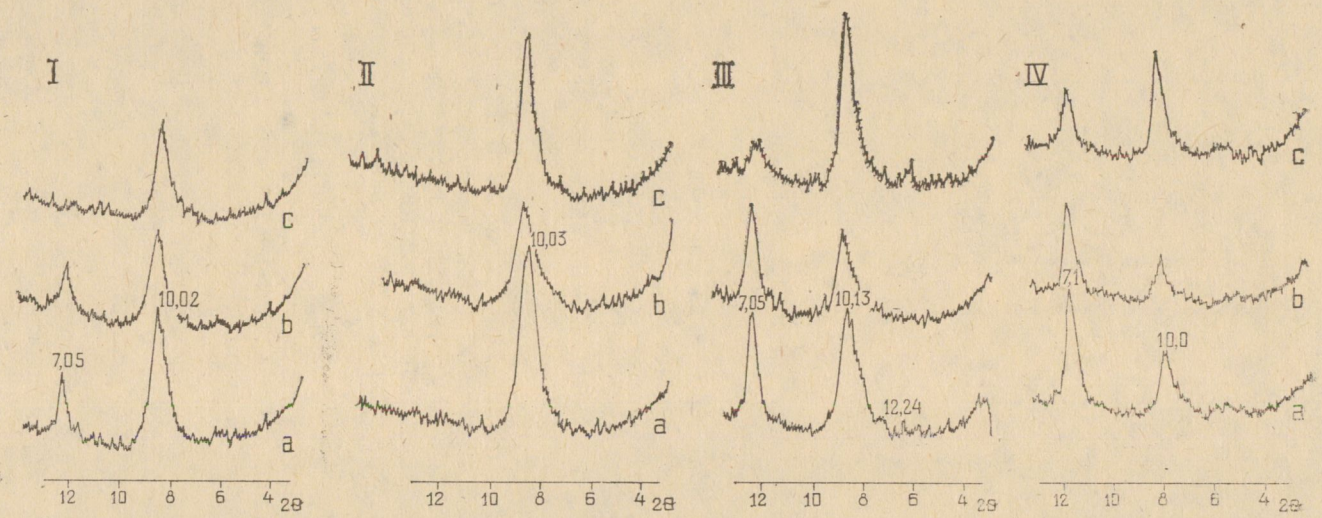


Рис. 2. Дифрактограммы глинистой фракции изученных пород.

a — исходный образец, b — образец, насыщенный гликолем, c — образец, прокаленный при температуре 490 °C.

Рис. 3. Электронно-микроскопический снимок глинистой фракции из буровой скважины Вышкув ИГ-1.

преобладающей массе являются аллохтонными образованиями, хотя и здесь некоторые из них могут иметь аутигенное происхождение — как например, псевдогексагональная плитка минерала с четкими контурами (рис. 4, нижний фотоснимок).

Таким образом, главная минеральная ассоциация в глинистых фракциях состоит из иллита и каолинита с количественным преобладанием иллита, а также из глинистых минералов смешанной текстуры и небольших примесей хлорита. Иллит и каолинит являются продуктами преобразования слюд и полевых шпатов во время процессов выветривания. Минеральная ассоциация иллит-каолинит-хлорит чаще всего образуется в коре выветривания кислых кристаллических пород. Породы этого типа преобладают в пределах Мазурско-Сувальского поднятия, которое считается областью сноса для песчано-глинистых образований вендско-нижнекембрийского седиментационного бассейна.

Распределение рассеянных элементов в осадочных породах во многом зависит от дисперсности исходных осадков. Бор, литий, галлий, ванадий, хром, никель, свинец, барий, стронций содержатся в структуре глинистых минералов. Некоторые из них обладают ограниченной способностью к миграции (хром, никель, свинец, барий) и поэтому в большей степени связываются с менее дисперсными глинистыми образованиями, содержащимися в периферических частях бассейна. Медь, наоборот, имеет склонность к концентрированию в наиболее тонкодисперсных разностях глин.

Наиболее чувствительным регистратором изменений условий в среде седиментации является **бор**, который, главным образом, скапливается в иллитах. Иллиты морского происхождения содержат его значительно больше, чем иллиты континентальных или пресноводных отложений. Поэтому, по мнению многих исследователей (Ernst, 1970; Harder, 1972; Reynolds, 1965 и др.), бор можно использовать в качестве показателя засоления седиментационного бассейна. Содержание бора в исследованных фракциях платформенной площади Польши обыкновенно превышает $100 \cdot 10^{-4}\%$, что, возможно, указывает на морское происхождение всех изученных отложений. Распределение точек среднего содержания B и Li на известной диаграмме Кейта и Дегенса (рис. 5) соответствует также морской фации, хотя в ее пределах отме-

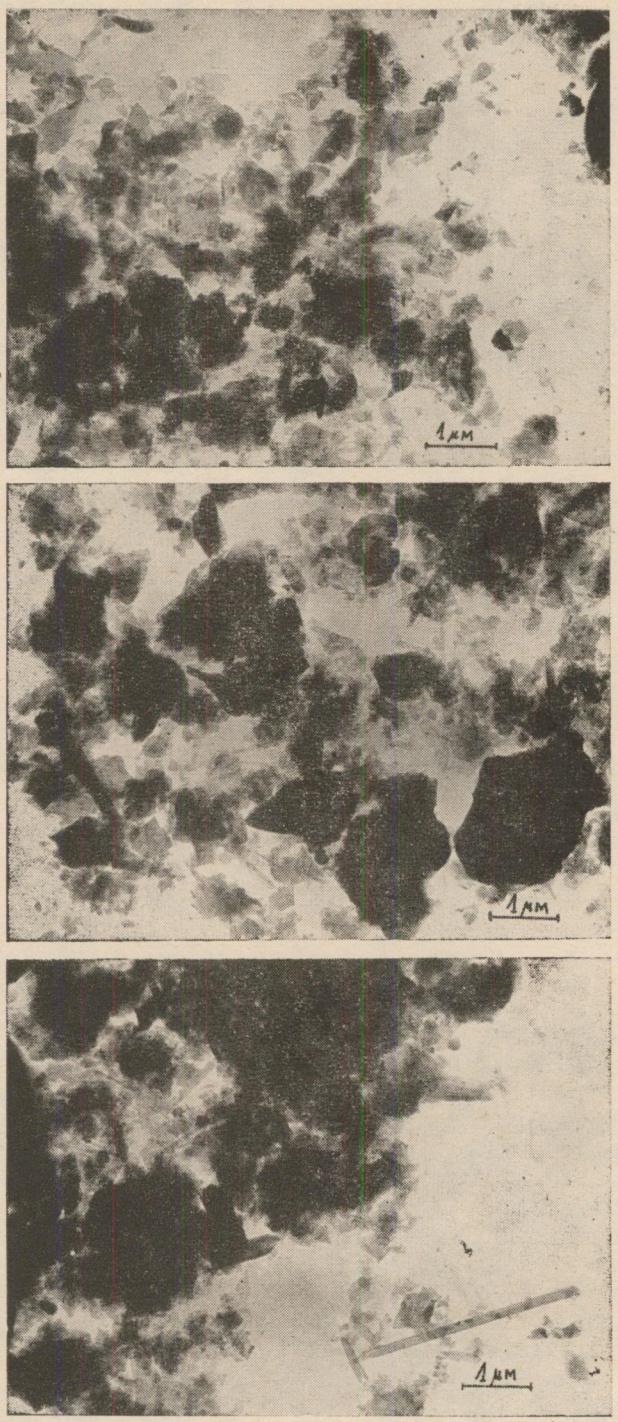


Рис. 4. Электронно-микроскопические снимки глинистой фракции.

На верхнем снимке видны идиоморфные пластинки иллита (скв. Вышкув ИГ-1), на нижнем — хорошо ограненный кристаллит каолинита (скв. Окунев ИГ-1).

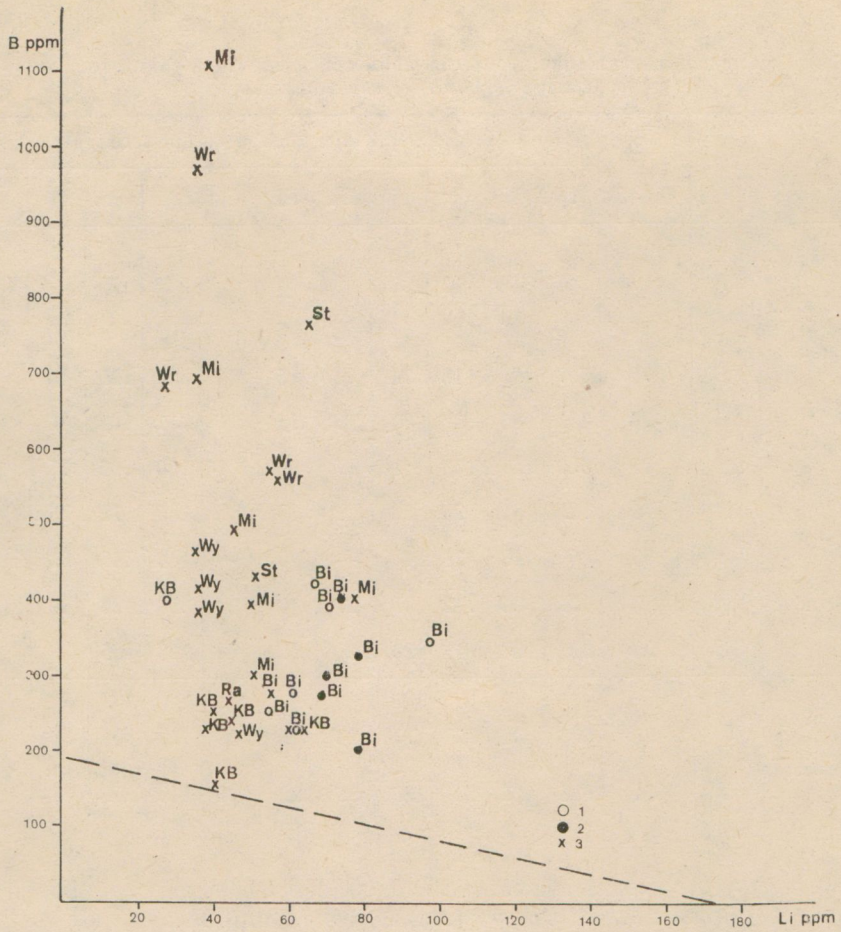


Рис. 5. Диаграмма средних содержаний бора и лития в изученных глинистых фракциях.

1 — любельская свита, 2 — бялопольская свита, 3 — климонтовский ярус.

чается довольно значительная дифференциация. Высокое содержание бора при небольших содержаниях лития выявлено в буровых скважинах Мельник ИГ-1, Вротнув ИГ-1, Стадники ИГ-1 ($> 500 \cdot 10^{-4}\%$). Такое большое количество бора характерно для глинистых образований соленосных формаций. Объяснить это крайне трудно, так как никаких прямых следов галогенеза в рассматриваемых отложениях не обнаружено. Вообще абсолютный уровень содержания бора в глинистых минералах зависит от многих факторов, и рассмотрение этого явления потребует специального анализа. Поэтому в большинстве случаев бор используется как показатель относительной солености в однотипном наборе пород. Распределение средних содержаний бора в иллитах исследованных глинистых фракций четко указывает на более высокое содержание бора в северной зоне Подлясского понижения — в районе Стадники-Вротнув-Мельник. Можно предполагать, что в этом районе имело место периодическое возрастание засоления, связанное, например, с кратковременной изоляцией этого района от главного бассейна.

Таблица

Среднее содержание элементов-примесей и иллита в глинистой фракции (<0,002 мм) изученных пород

Буровая скважина		Содерж. иллита, %	Среднее содержание элементов-примесей, 10^{-4} %										
			B	V	Cr	Li	Ga	Pb	Cu	Ba	Sr	Ni	
Бялополе ИГ-I	Bi	67	245	33	12	57	9		25	330	125	40	Климонтовский ярус
Крове Багно ИГ-I	KB	76	243	225	130	43	22	5	36	202	113	69	
Каплоносы ИГ-I	Kl	71	307	105	112	74	23	15	11	323	125	40	
Мельник ИГ-I	Mi	70	553	135	118	52	18	11	100	17	103	46	
Радзынь ИГ-I	Ra	92	306	151	150	41	17	29	8	150	106	75	
Стадники ИГ-I	St	78	585	88	90	50	22	13	5	185	172	55	
Вротнув ИГ-I	Wr	85	650	143	68	49	—	9	—	144	145	36	
Вышкув ИГ-I	Wy	86	420	95	112	35	27		9	310	22	40	
Окунев ИГ-I	Ok	93	338	106	41	23	21	23	8	218	105	39	
Бялополе ИГ-I	Bi	61	306	84	106	71	14		38	472	104	39	Любельская свита
Каплоносы ИГ-I	Kl	64	235	128	107	86	23	22	20	340	92	31	

В отличие от бора, **галлий** концентрируется, главным образом, в глинистых образованиях с преобладанием каолинита, в которых он замещает Al^{+3}. В иллитах морского происхождения его немного. Больше галлия в пресноводных глинистых образованиях. В исследованных осадках содержание галлия не дифференцировано и колеблется в пределах $15—25 \cdot 10^{-4}$% (табл.).

Концентрация **ванадия** и **хрома** зависит, главным образом, от характера материнских пород, а также от степени преобразования первичных минералов. Ванадий более связан с каолинитовыми глинистыми образованиями. В исследованных пробах самое большое количество ванадия (около $100 \cdot 10^{-4}$%), а также хрома (около $100 \cdot 10^{-4}$%) отмечено в пределах Подлясского понижения и Любельского склона платформы (табл.).

Содержание **никеля** в глинистых образованиях еще больше зависит от характера материнских пород. В исследованных пробах глинистых пород концентрация никеля почти одинакова и составляет, в среднем, около $50 \cdot 10^{-4}$% (табл.).

Остальные элементы — Pb, Ba, Sr, Cu — менее специфичны по своим геохимическим свойствам и в данном материале не обнаруживают четко выявляемых тенденций изменения.

Общий минералого-геохимический характер глинистых образований показывает, что в верхнем венде и нижнем кембрии платформенная площадь Польши была обширной седиментационной зоной, представленной, в основном, морской фацией. В пределах этой зоны можно обнаружить небольшую дифференциацию типов глинистых осадков,

а также изменение содержания некоторых рассеянных элементов. Эта дифференциация обусловлена различной степенью развития процессов трансформации глинистых минералов, неравномерностью привноса терригенного материала, морфологией и подвижностью фундамента, скоростью аккумуляции, периодическими размывами и эрозией, а также возможным локальным возрастанием засоления.

О глубине бассейна на платформенной площади юго-восточной Польши позволяет в какой-то степени судить карта среднего содержания иллита (рис. 6). Возможно существование двух зон в бассейне: а) сравнительно неглубокой — охватывающей северную часть Подлясского понижения и восточную часть Любельского склона платформы, б) несколько более глубоководной — протянувшейся вдоль южной части Подлясского понижения и западной части Любельского склона платформы. При этом уменьшающееся количество иллита в районе Бялополя, по всей вероятности, не связано с обмелением бассейна в этом районе, а является, скорее всего, результатом сильного преобразования иллита в пределах водоема.

Из анализа величин фациальных геохимических показателей зоны мобилизации осадочного материала (ванадий, хром, барий) вытекает, что кристаллические породы гранитоидного типа были основным источником материала, переносимого в район Подлясского понижения и Любельского склона платформы. Это был находящийся в непосредственном соседстве Мазурско-Сувальский блок, где рядом с преобладаю-

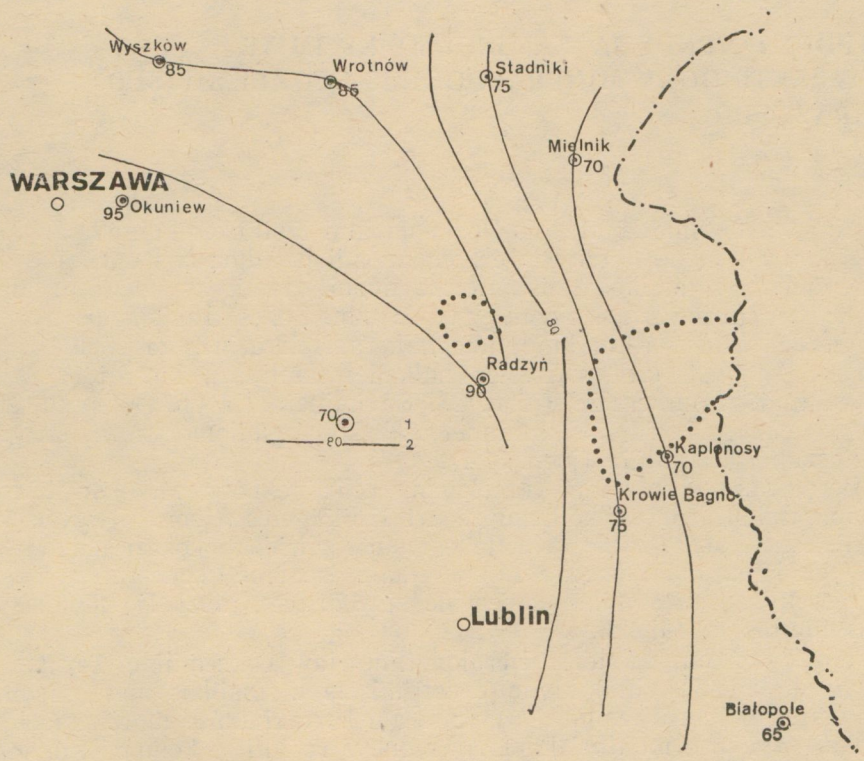


Рис. 6. Карта среднего содержания иллита в глинистых фракциях (<0,002 мм) отложений климонтовского яруса.

1 — скважина с содержанием иллита, %; 2 — изолинии содержания иллита.

щими там сфекофеннокарельскими и готскими комплексами в некоторой степени были распространены и более основные члены кампиноского комплекса, а также, быть может, анортозит-норитовые интрузии мазурского комплекса.

Для юго-восточной окраины Любельского склона платформы (окрестности Бялополя) основная область сноса находилась, по-видимому, в пределах Подлясского метаморфического комплекса. Не исключена также транспортировка материала с востока, из района отдаленного Волынско-Украинского массива.

ЛИТЕРАТУРА

Areń, B., Lendzion, K. Charakterystika stratygraficzne-litologiczna wendu i kambru dolnego. — Prace IG, 1978, **90**, Warszawa, s. 7—49.

Ernst, W. Geochemical facies analysis (Methody in geochemistry and geophysics). Amsterdam, London, New York, 1970.

Harder, H. Boron content of sediments as a tool in facies analcsis. — Sediment. Geology, 1972, **4**, N 2, p. 153—175.

Reynolds, R. C. The concentration of boron in Precambrian area. — Geoch. et Cosmochim. Acta, 1965, **29**, N 1, p. 1—16.

Stoch, L. Mineraly ilaste. Warszawa, 1974.

M. Wichrowska

IDA-POOLA VENDI JA KAMBRIUMI KIVIMITE SAVIFRAKTSIOONI MINERALOOGILIS-GEOKEEMILISED ISEÄRASUSED

Resümee

Kuigi savikivimid ei ole Ida-Poola uuritud läbilõikes kuigi laialt levinud (joon. 1), pakub terrigeense komponendi peenima osa uurimine siin siiski võimalusi fatsiaalse lisainformatsiooni saamiseks, mistõttu autor on lähemalt uurinud fraktsiooni $<0{,}002$ mm. Selles fraktsioonis on kõigil juhtudel valdav illiit, kuid monomineraalselt esineb ta siiski harva. Enamasti kaasneb talle väikestes hulkades kaoliniiti, kloriiti ja segakihtstruktuuriga mineraale (joon. 2). Savimineraalid on valdavalt allotigeense tekkega, vaid üksikjuhtudel võib kohata idiomorfse väliskujuga kohaltekkelisi kristalliite (joon. 3, 4).

Mikroelementidest väärib tähelepanu eelkõige boor, mille sisaldusele on omased küll suured kõikumised eri läbilõigetes (joon. 5), kuid mis ei välju siiski merelistele setetele omastest piiridest, kohati näivad viitavat vaid normaalmerelisest suuremale soolade kontsentratsioonile settebasseinis. Teiste mikroelementide sisaldustes (tabel 1) olulisi suunatud muutusi ei täheldata.

Üldine savikomponendi mineraloogiline ja geokeemiline karakteristika viitab kõigi uuritud kivimite settimisele ulatuslikus merebasseinis, kuhu materjal kanti peamiselt hapude aluskorrakivimite murenemisalalt. Basseini sügavuse muutusi kajastab mõnevõrra illiitse komponendi pindalaline jaotuspilt (joon. 6).

M. Wichrowska

THE MINERALOGICAL-GEOCHEMICAL PECULIARITIES OF THE CLAY FRACTION IN VENDIAN AND CAMBRIAN ROCKS OF EAST POLAND

Summary

Though the claystones are not widely distributed in East Poland (Fig. 1) the investigation of the fine-grained terrigenous component of the rocks gives us supplementary information about their facial conditions. Author has analysed the fraction with a diameter of less than 0.002 mm. In this fraction illite prevails constantly, though the monomineralic component is rare. Commonly there is noticed a minor amount of kaolinite, chlorite and mixed-layered minerals (Fig. 2). Clay minerals are mainly allothigenous, only in a few cases have been recognized idiomorphous authigenic crystallites (Fig. 3, 4).

From microelements first of all boron has been noticed. Its content varies greatly in different sections (Fig. 5), but remains within the limits of the content of marine deposits, only sporadically indicating a more remarkable salinity of the sedimentary basin. Other elements do not show essential directed changes in content (Table).

The character of the mineralogical and geochemical composition indicates a marine sedimentation in a spacious basin with sediments derived mainly from an area of weathered acid groundrocks. The changes in the depth of the basin are reflected by the lateral disposition of illite content (Fig. 6).

УДК 551.732.2(476)

Л. Пискун, Г. Зиновенко

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АКРИТАРХ В НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ БЕЛОРУССИИ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ФАЦИАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ

Изучению кембрийских отложений Белоруссии посвящены многочисленные публикации (Брунс, 1957; Махнач, 1958; Зиновенко, Махнач, 1972; Синичка и др., 1970; Бессонова, Пискун, 1978; Махнач и др., 1981 и т. д.), в которых дана их литолого-фациальная характеристика, стратиграфическое расчленение, основанное на определении ископаемой фауны и акритарх, а также палеогеографические условия осадконакопления.

В последние годы большое внимание было уделено изучению акритарх, детальное и систематическое исследование которых дало возможность разработать местную стратиграфическую схему кембрийских отложений с выделением свит и серий (Бессонова, Пискун, 1978; Махнач и др., 1981). Корреляция комплексов акритарх из кембрийских отложений Белоруссии с одновозрастными комплексами Литовской, Латвийской, Эстонской и Украинской республик позволила выделить региональные стратиграфические подразделения (Махнач и др., 1981).

В нижнекембрийских отложениях запада Восточно-Европейской платформы коррелятивными видами региональных стратиграфических подразделений (ровенский, лонтоваский, талсинский, вергальский и раусвеский горизонты) являются представители родов *Teophipolia*, *Granomarginata*, *Leiomarginata*, *Tasmanites*, *Baltisphaeridium*, *Micrhystridium*, *Aranidium* и др. (Волкова, 1973; Янкаускас, 1974, 1975; Кирьянов, 1969, 1971; Фридрихсоне, 1974). При этом комплексы акритарх в отложениях Белоруссии очень обеднены по сравнению с комплексами Прибалтийских республик и Украины — преобладают сферические формы, а шиповатые имеют лишь подчиненное значение. Для выяснения причины обедненности комплексов акритарх Белоруссии, были проведены исследования по изучению распределения последних в разрезах кембрийских отложений в зависимости от палеогеографических условий их формирования.

Акритархи или микрофоссилии — обитатели морской среды. Естественно, что их состав, захороненный в морских осадках, не идентичен тому составу, который был при их жизни, но какую-то часть былой картины он отражает. Изменение состава комплекса акритарх, наблюдаемое при изучении разреза по вертикали, обусловлено, видимо, изменением режима бассейна. Различие состава одновозрастного комплекса по площади распространения осадков также связано с фациальными особенностями: с изменением глубины бассейна, состава и минерализации вод, близости береговой линии.

Кембрийские отложения северо-западного и юго-западного районов Белоруссии и Прибалтики накапливались в составе единого морского бассейна, который в течение кембрийского периода неоднократно менял простирание и площадь осадконакопления, и, по-видимому, отличался значительной дифференциацией рельефа дна. Такие изменения были обусловлены перестройками тектонического плана территории, изменением направлений трансгрессий, миграцией осевой части бассейнов, а также другими факторами литогенеза.

В ровенско-лонтоваское время раннего кембрия на западной окраине Восточно-Европейской платформы формировались две крупные отрицательные структуры — Московская синеклиза и Кобринско-Прутская система перикратонных опусканий. Территория Белоруссии располагалась на стыке этих структур. Морской водоем данного этапа кембрийского осадконакопления имел в пределах Белоруссии северо-восточное простирание. Он формировался под влиянием морских трансгрессий со стороны Московской синеклизы на северо-востоке и зоны перикратонных опусканий на юго-западе. Территория современной Белорусской антеклизы, видимо, перекрывалась водами раннекембрийского бассейна, о чем свидетельствуют выдержанные литологические особенности отложений на всей площади их распространения, а также хорошая сопоставляемость комплексов акритарх в этих отложениях. Однако некоторое опесчанивание разрезов кембрийских отложений в сторону антеклизы подтверждает предположение о существовании в ее пределах зоны мелководья — в виде подводной седловины. Подобная дифференциация дна водоема обусловила наличие двух фаций ровенских и лонтоваских отложений на территории Белоруссии. В разрезах, расположенных в более глубоководных частях бассейна, ровенские отложения состоят из двух ритмов, сложенных сероцветными разнозернистыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками, алевролитами и глинами (Зиновенко, Пискун, 1981). В таких разрезах зафиксировано значительное количество форм: *Leiosphaeridia dehisca* Paškev., *L. bicrura* Jank. и *L.* sp sp. Обычно этот комплекс приурочен к верхней части ровенского разреза. Нижняя содержит единичные *L. dehisca* Paškev. и *Teophipolia lacerata* Kirjanov. Несколько более богатый комплекс с присутствием *Leiovalia* sp. и спиралеобразных форм типа *Volyniella* встречен Л. Пашкявичене в скв. Вильнюс и Твярячюс (Пашкявичене, 1975, 1980). На Украине ровенский комплекс акритарх также значительно богаче (Кирьянов, 1971).

В более мелководной части бассейна, непосредственно примыкавшей к территории современной Белорусской антеклизы с юго-запада и северо-запада, разрез ровенского горизонта опесчанивается (Махнач, 1958). Он сложен, преимущественно, сероцветными разнозернистыми песчаниками. Обычно в песчаниках этих краевых фаций отсутствуют акритархи. Анализируя разрезы скважин по направлению увеличения глубины морского бассейна, отметим проявляющиеся в песчаных породах маломощные прослои алеврито-глинистых пород, в которых обнаружены только единичные формы *Leiosphaeridia dehisca* Paškev.

Лонтоваская трансгрессия, которая наступила после некоторого перерыва в осадконакоплении на границе ровенского и лонтоваского времени, была более обширной по площади и глубине. Об этом свидетельствует более широкое распространение отложений лонтоваского горизонта по сравнению с ровенскими, а также более глубоководный характер этих отложений. Простирание бассейна осталось прежним; сохранились и основные закономерности распределения глубин внутри бассейна — наиболее интенсивно прогибались юго-западный и северо-

западный участки. Белорусская антеклиза, по-прежнему, играла роль подводной седловины.

В это время накапливались песчано-глинистые отложения в двух фациях — прибрежной и более глубокой части шельфа. Прибрежные отложения, представленные конгломератами, песчаниками и алевролитами, распространены, в основном, на территории Литвы (Брангулис и др., 1981). В крайней восточной части Литвы — на границе с Белоруссией и в пределах последней отлагались преимущественно тонкогоризонтально-слоистые песчано-глинистые осадки более глубокой зоны.

В названных осадках Л. Пашкявичене (1980) обнаружен довольно разнообразный комплекс акритарх: *Granomarginata prima* Naum., *G. squamacea* Volk., *Leiomarginata simplex* Naum., *Dyctyotidium birvetense* Paškev., *Tasmanites tenellus* Volk., *Pulvinosphaeridium antiquum* Paškev., *Brestovia annulata* Paškev., *Leiosphaeridia pellucida* (Schep.), *L. dehisca* Paškev., *L. inpriata* (Andr.), *L. aperta* (Schep.), *L.* (?) *cinerea* Paškev., *Leiovalia striatella* Paškev. Сходный комплекс выделен Н. А. Волковой (1971) в Эстонии, Ленинградской области, центральной части Русской платформы, в Подольском Приднестровье и Северо-Восточной Польше, где в дополнение к вышеописанным видам встречены *Micrhystridium tornatum* Volk. и *Micrhystridium* sp.

На территории Белоруссии отложения лонтоваского горизонта также претерпевают фациальные изменения. По мере приближения к границе современного распространения, в отложениях изменяется соотношение песчаного и глинистого материала в сторону уменьшения последнего. И хотя прибрежные фации не так четко выражены, как в Литве, здесь наблюдается количественное изменение акритарх в более песчаных фациях. Кроме того, ближе к береговой линии отдельные виды встречаются лишь в виде обрывков или представлены единичными экземплярами.

В нижней части лонтоваских отложений в разрезах, расположенных в более углубленной части бассейна юго-западной и северо-западной Белоруссии, установлено значительное видовое разнообразие акритарх: *Leiosphaeridia* sp. sp., *L. dehisca* Paškev., *Tasmanites tenellus* Volk., *Granomarginata prima* Naum., *Leiomarginata simplex* Naum., *Brestovia annulata* Paškev. и др. В верхней части лонтоваских отложений количественный состав комплекса еще больше обогащается. В разрезе появляется также вид *Granomarginata squamacea* Volk. В разрезах, расположенных ближе к береговой линии, *Granomarginata squamacea* Volk. отсутствует, а количественный состав акритарх меняется мало.

Наряду с общей закономерностью — обеднением комплексов акритарх по мере появления прибрежных фаций — наблюдаются случаи, когда в разрезах скважин, расположенных в зоне более глубокого погружения, встречаются также обедненные комплексы акритарх плохой сохранности, но с обилием сильно обугленного растительного детрита. Возможно, подобные случаи можно объяснить существовавшей дифференциацией рельефа дна лонтоваского водоема, а также наличием местных опусканий и поднятий, характеризующихся разными условиями осадконакопления. О возможной дифференциации рельефа дна водоема свидетельствуют многочисленные следы оползания слоев, подводных размывов и маломощные прослои песчаных пород. Все это могло сопровождаться частой сменой окислительно-восстановительной обстановки на дне водоема и, тем самым, оказать существенное влияние на сохранность и состав акритарх в отложениях.

Коренная перестройка структурного плана запада Восточно-Европейской платформы произошла на границе балтийского и пост-

балтийского раннего кембрия. Вдоль западного края платформы продолжала развиваться Балтийско-Приднестровская зона перикратонных опусканий, которая значительно продвинулась на север и захватила территорию Прибалтики, где и формировалась впадина, давшая начало Балтийской синеклизе. Балтийско-Приднестровская зона перикратонных опусканий включала ряд отрицательных (Приднестровский, Волынский прогибы, Подлясско-Брестская впадина, Балтийская синеклиза) и положительных (Лукувско-Ратновский, Мазурский выступы) структур. Эти структуры имели вид структурных заливов и носов и характеризовались специфическими особенностями осадконакопления. Распределение морских водоемов на территории Белоруссии определялось влиянием зоны перикратонных опусканий. В ее пределах исчезает бассейн северо-восточного простирания и прерывается связь Балтийского и Подлясско-Брестского бассейнов через район Белорусской антеклизы. Эта связь осуществлялась в обход Мостовского выступа Белорусской антеклизы.

На территории Белоруссии во второй половине раннего кембрия располагалась крайняя прибрежная зона морского водоема. Начинается разрез отложениями талсинского горизонта (спановская свита), несогласно залегающими на породах лонтоваского горизонта. Обнаружены эти отложения только в юго-западной Белоруссии (Подлясско-Брестская впадина). Они представлены мелкозернистыми алевритовыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и глин с разнообразными типами слоистости. В песчаниках наблюдаются крупные зерна глауконита неправильной и округлой формы и обломки глин. Мощность отложений — до 150 м. Такой состав пород позволяет рассматривать их как производные прибрежно-морской фации. В большинстве разрезов органические остатки отсутствуют. В некоторых обнаружены следы жизнедеятельности илоедов, горизонтальные и вертикальные ихнофоссилии. Комплекс акритарх очень обедненный. Встречаются единичные *Baltisphaeridium cerinum* Volk., *B. dubium* Volk., *Micrhystridium lanatum* Volk., *Leiosphaeridia* sp. sp., *Tasmanites bobrowskii* Waz., а в отдельных образцах — *Baltisphaeridium ciliosum* Volk. Талсинский возраст спановской свиты устанавливается по акритархам и по положению в разрезе. Но очень сложно установить, какую именно часть разреза отложений талсинского горизонта представляют породы спановской свиты. Весьма любопытно, что *Tasmanites bobrowskii* Waz., впервые появившийся в люкатиской свите и ее аналогах в Прибалтике и на Украине, в большом количестве обнаружен в скважинах Подлясско-Брестской впадины в породах, которые по литологическим показателям отнесены к верхам лонтоваского горизонта. Более богатые комплексы акритарх установлены в отложениях талсинского горизонта Украины и Прибалтики. Очевидно, они связаны с более глубоководными фациями и более полными разрезами. Действительно, в Прибалтике в составе талсинского горизонта выделено несколько свит — овишская, сыруская, вентавская, люкатиская. При этом в их составе значительную роль играют глинистые породы. В целом же, мелководный, спокойный и хорошо прогреваемый бассейн Прибалтики был весьма благоприятной средой для обитания различных органических остатков. Здесь установлено обилие ихнитов, а также остатков хиолитов, платисоленитов, вольбортелл и богатый по видовому и количественному составу комплекс акритарх (Волкова, 1969, 1973; Кирьянов, 1971).

В вергальско-раусвеское время бассейн зоны перикратонных опусканий на краю платформы продолжал развиваться за счет расширения

и углубления. Явное расширение и углубление бассейна наметилось в Прибалтике, где выделено несколько литолого-фациальных зон по мере следования от наиболее глубокой части бассейна к его периферии. В зеленовато-серых глинах, в более глубокой части водоема (Прибалтика), установлено большое количество органических остатков. Из скелетной фауны встречаются *Volborthella tenuis* Schm., *Schmidtiellus mickwitzi* (Schm.), *Luekatiella* sp., редкие *Platysolenites* sp. и брахиоподы. Особенно многочисленны в видовом отношении акритархи: *Baltisphaeridium ciliosum* Volk., *B. compressum* Volk., *B. varium* Volk., *Micrhystridium tornatum* Volk., *M. spinosum* Volk., *M. parvum* Volk., *M. dissimilare* Volk., *Estiastra minima* Volk., целый ряд видов рода *Aranidium* и др. (Янкаускас, 1975). В краевых частях вергальского бассейна, сложенных песчано-алевритовыми и глинисто-алевритовыми породами, количество органических остатков резко уменьшается.

На территории юго-западной Белоруссии площадь современного распространения отложений вергальского и раусвеского горизонтов сокращена по сравнению с площадью развития талсинского горизонта. Это не позволяет говорить о расширении вергальской трансгрессии по площади, хотя не исключается и последующий размыв отложений. Можно предположить некоторое углубление бассейна, хотя в целом, алеврито-глинистые породы вергальского горизонта с железистыми оолитами (бугская свита) указывают и на мелководные условия осадконакопления. Вергальская трансгрессия началась после перерыва в осадконакоплении и, очевидно, залила относительно выровненную поверхность, о чем свидетельствуют довольно выдержанные (40—50 м) мощности горизонта. В основании обычно залегает четко выраженный базальный горизонт. Зафиксированы единичные брахиоподы, горизонтально и вертикально расположенные ихнофоссилии. Комплекс акритарх обеднен по сравнению с комплексами более глубоководных фаций Прибалтики. Определены следующие виды: *Baltisphaeridium ciliosum* Volk., *B. compressum* Volk., *B. varium* Volk., *Micrhystridium dissimilare* Volk., *M. lanatum* Volk., *Allumiella baltica* Vand., *Granomarginata squamacea* Volk. и обилие *Leiosphaeridia* sp. sp.

Литологическая характеристика пород вергальского горизонта и комплекс акритарх выдержаны по всей площади юго-западной Белоруссии. Таким образом, мы имеем прибрежную литолого-фациальную зону, которая может быть сопоставлена с крайней восточной литолого-фациальной зоной Прибалтики. Отсутствие разнообразия фаунистической ассоциации, а также обедненный состав акритарх в породах бугской свиты Подлясско-Брестской впадины свидетельствуют о неблагоприятных условиях обитания акритарх в бассейне седиментации.

В раусвеское время морской бассейн на территории юго-западной Белоруссии, видимо, несколько сокращается и мелеет. Раусвеский горизонт представлен песчано-алевритовыми отложениями, имеющими четкое ритмичное строение. Площадь распространения отложений небольшая, однако и в ее пределах намечается изменение фаций по мере приближения к берегу — постепенно увеличивается количество песчаного материала, и, наконец, весь горизонт представлен песчаниками. Песчаные фации почти не содержат акритарх, а в песчано-алевритовой толще встречен обедненный по сравнению с Прибалтикой комплекс акритарх: *Leiosphaeridia* sp. sp., *Tasmanites volkovae* Kirjanov, *Baltisphaeridium strigosum* Jank., *B. acerosum* Jank., *Cymatiosphaera* sp. 1 и др.

Таким образом, обедненные комплексы акритарх постбалтийских нижнекембрийских отложений связаны с тем, что в течение всего

изучаемого времени на территории Белоруссии располагалась прибрежная зона с неустойчивым режимом морской среды, подвергавшаяся влиянию приливов и отливов, с постоянно изменявшейся береговой линией и другими факторами, оказавшими существенное влияние на развитие и сохранность акритарх.

ЛИТЕРАТУРА

Бессонова В. Я., Пискун Л. В. Стратиграфические разрезы кембрия восточной части Подлясско-Брестской впадины. — В кн.: Современные проблемы геологии БССР. Минск, 1978, с. 35—45.

Брангулис А. П., Вишняков И. Б., Глушко В. В., Зиновенко Г. В., Кала Э. А., Коркутис В. А., Лендзион К., Нагле А. Я., Омельяненко А. А., Пискун Л. В., Помяновская Г. М., Хижняков А. В., Шиманьский Б. Палеогеография запада Восточно-Европейской платформы в кембрийский период. — В кн.: Тектоника и палеогеография запада Восточно-Европейской платформы. Минск, 1981, с. 7—23.

Брунс Е. П. Стратиграфия древних доордовикских отложений западной части Русской платформы. — Советская геология, 1957, № 59, с. 3—24.

Волкова Н. А. Акритархи северо-запада Русской платформы. — В кн.: Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. — Тр. ГИН, **206**, М., 1969, с. 224—236.

Волкова Н. А. Акритархи кембрия западной части Русской платформы: Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М., 1971.

Волкова Н. А. Акритархи и корреляция венда и кембрия западной части Русской платформы. — Советская геология, 1973, № 4, с. 48—62.

Зиновенко Г. В., Махнач А. С. Стратиграфия кембрийских отложений Брестской впадины. — Докл. АН БССР, 1972, **16**, № 5, с. 452—455.

Зиновенко Г. В., Пискун Л. В. История геологического развития территории северо-западной Белоруссии в кембрии. — В кн.: Тектоника и палеогеография запада Восточно-Европейской платформы. Минск, 1981, с. 109—116.

Кирьянов В. В. Схема стратиграфии кембрийских отложений Волыни. — Геол. журнал АН УССР, 1969, **29**, вып. 5, с. 48—62.

Кирьянов В. В. Стратиграфия и акритархи нижнего кембрия Волыно-Подолии: Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Киев, 1971.

Махнач А. С. Древнепалеозойские отложения Белоруссии. Минск, 1958.

Махнач А. С., Зиновенко Г. В., Бессонова В. Я., Илькевич Г. И., Пискун Л. В., Пушкин В. И., Шкуратов В. И. Стратиграфическая схема кембрийских отложений Белоруссии. — В кн.: Материалы по стратиграфии Белоруссии. Минск, 1981, с. 30—34.

Пашкявичене Л. Т. Акритархи пограничных отложений венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М., 1980.

Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Прибалтики. Л., 1978.

Синичка А. М., Зиновенко Г. В., Бессонова В. Я., Жицкая З. В. Кустинская опорная скважина Брестской впадины. М., 1970.

Фридрихсоне А. И. Уточнение подразделения кембрийской системы в Латвии. — В кн.: Региональная геология Прибалтики. Рига, 1974, с. 3—15.

Янкаускас Т. В. Корреляция кембрийских отложений Литовской ССР (по акритархам). — В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии. М., 1974, с. 22—29.

Янкаускас Т. В. К стратиграфии кембрия Прибалтики. — В кн.: Региональная геология Прибалтики. Рига, 1974, с. 16—25.

Янкаускас Т. В. Новые данные к истории геологического развития территории Прибалтики в кембрийский период. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 1, с. 112—118.

L. Piskun, G. Zinovenko

AKRITARHIDE JAOTUMISE SEADUSPÄRASUSED VALGEVENE ALAMKAMBRIUMI LÄBILÕIKES SÕLTUVALT SETETE FATSIAALSETEST TEKKETINGIMUSTEST

Resümee

Võrreldes Baltikumi ja Ukraina uuritud läbilõigetega, on Valgevene alamkambriumi mikrofütofossiilid vähem esinduslikud nii liikide arvult kui ka esinemissageduselt. Põhjuseks on siin levivate settekivimite madalaveelisem ja rannalähedasem iseloom, võrreldes naaberrajoonidega. Seda tõendavad ka Valgevene enda piires täheldatud muutused akritarhide kooslustes. Nii on Rovno eal süvaveelisema tekkega kihtidekompleksis rohkesti selle lademe tüüpvorme, kuna madalaveelisemas piirkonnas Valgevene antekliisi läheduses on akritarhid esindatud vaid üksikute *Leiosphaeridia dehisca* eksemplaridega. Põhimõtteliselt samad tendentsid on fikseeritud ka Lontova eal. Läänes, Lontova-aegsete setete levila piirimail on akritarhide kompleksid vaesemad, sügavamaveelistes kihtides Loode- ja Kagu-Valgevenes nende liigiline mitmekesisus suureneb. Siiski tuleb ka siin ette raskesti interpreteeritavaid kõrvalekaldeid, näiteks mõned vaeste komplekside leiud sügavamaveeliste kihtide levikuvööndis.

Talsi lademele vastavates kihtides on Valgevene alal akritarhe väga vähe, ka siin on setted liivakamad ja tekkeloolt ilmselt madalamaveelised kui naaberaladel. Vergale-Rausve lademete setted on Valgevene territooriumil väiksema levikuga ja nende fatsiaalne muutlikkus pole siin jälgitav. Uuritud akritarhide kooslused on suhteliselt vaesed ja vastavad Baltikumi vastavate basseinide äärevööndi kihtide kooslustele — seega on tõenäoline, et selleski seaduspäras kajastub teistele lademetele iseloomulik fatsiaalne mõju.

L. Piskun, G. Zinovenko

THE DISTRIBUTION OF ACRITARCHS AND THE DEPENDENCE ON FACIAL CONDITIONS IN THE BYELORUSSIAN LOWER CAMBRIAN SEQUENCE

Summary

The abundance and diversity of acritarchs are often lower in the Byelorussian Lower Cambrian sequence than on the neighbouring territories. The authors consider this phenomenon as one influence of the facial factors on the distribution of acritarchs. This opinion is based on the fact that most of Cambrian deposits on the studied area are characterized by features of near-shore shallow-water environment. On the Byelorussian territory we can observe relations between the environmental conditions and acritarch assemblages. So the diversity and number of acritarch species of the Rovno and Lontova stages decrease towards the Byelorussian anteclise, where the lithological features of these units indicate a deposition in a comparatively shallower sedimentary basin. The overlying sediments of the Talsy Stage are represented mostly by sand- and siltstones yielding scarce acritarchs like the succeeding Vergale-Rausve stages. Due to the sedimentation in shallow-sea conditions the distribution of these units is limited on the studied area.

УДК 551.732(47-16)

Л. Пашкявичене

К СТРАТИГРАФИИ РОВЕНСКОГО ГОРИЗОНТА НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Ровенский горизонт — наиболее древнее подразделение нижнего кембрия Восточно-Европейской платформы. В пределах северо-запада платформы к нему относятся: рудаминская свита Прибалтики (Янкаускас, 1975; Пашкявичене, 1980), нижняя часть балтийской серии северо-западной Белоруссии (Бессонова, Чумаков, 1979), базальная часть лонтоваской свиты Ленинградской области (Менс, Пиррус, 1971) и даниловские и русановские слои центральных районов Московской синеклизы (Кирсанов, 1974). Вопросы залегания, распространения и стратиграфии ровенских отложений освещены в многочисленных публикациях (Биркис и др., 1972; Зиновенко и др., 1976; и др.), а также обобщены в монографиях польско-советской рабочей группы по проблеме границы докембрия и кембрия (Стратиграфия..., 1979; Палеогеография..., 1980).

Двучленное строение ровенского горизонта северо-западной части Восточно-Европейской платформы впервые было установлено В. В. Кирсановым (1974). Нижняя толща, представленная зелено-серыми глинами с подчиненными прослоями алевролитов и глауконито-кварцевых песчаников, была выделена под названием даниловских слоев, а верхняя, сложенная кварцевыми песчаниками, алевролитами и глинами, обозначена как русановские слои. При изучении отложений и растительных микрофоссилий ровенского горизонта Прибалтики нами отмечались также неодинаковая полнота разреза и различие в составе комплексов акритарх, характеризующих нижнюю и верхнюю части горизонта (Пашкявичене, 1980). Дальнейшие исследования подтвердили высказанное предположение, что позволило разделить ровенский горизонт этой территории на два подгоризонта: нижний и верхний (Пашкявичене, 1981).

Изучение микрофоссилий в разрезах скважин Торопец (стратотип даниловских и русановских слоев), Кувшино, Заречье и других (рис. 1) показало, что оба подгоризонта, выделенные на материале Прибалтики, прослеживаются и на остальной части северо-запада Восточно-Европейский платформы.

Отложения нижнего подгоризонта залегают на различных свитах котлинского горизонта венда: в Прибалтике на породах вилькишкской (Литва) и воронковской (Латвия) свит, в северо-западной Белоруссии на котлинской, а в центральных районах Московской синеклизы — на селигерской свите. В большинстве разрезов они залегают непосредственно под верхнеровенскими образованиями. Лишь в некоторых раз-

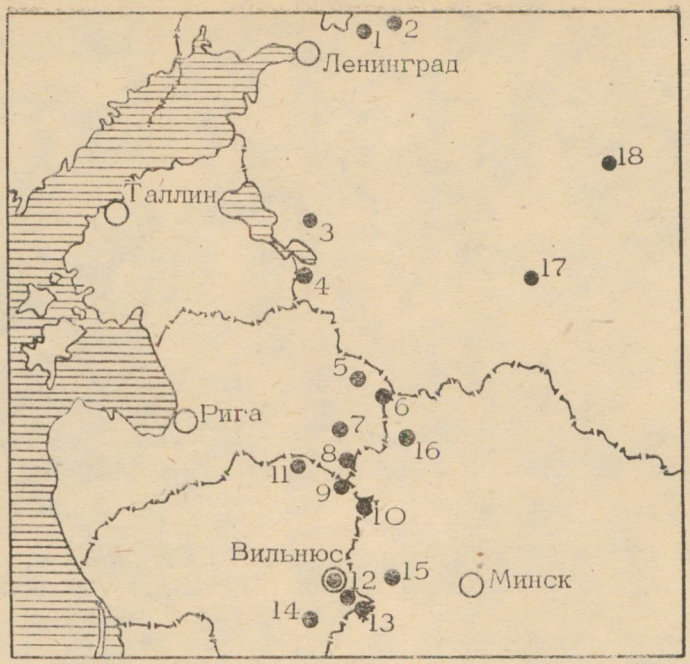


Рис. 1. Схема расположения скважин.

1 — Лаврово (скв. 4/49), 2 — Заречье, 3 — Соседно, 4 — Петсери, 5 — Лудза, 6 — Шкяуне, 7 — Вишки, 8 — Краслава, 9 — Друкшяй, 10 — Твярячюс, 11 — Буткунай, 12 — Вилькишкяй, 13 — Пошкос, 14 — Таученис, 15 — Кононовичи, 16 — Верхнедвинск, 17 — Торопец, 18 — Кувшиново.

резах Литвы (скв. Вилькишкяй, Друкшяй, Буткунай) нижнеровенский подгоризонт перекрывается отложениями лонтоваского горизонта. Стратотипом нижнеровенского подгоризонта является разрез скважины Твярячюс в интервале глубин 429,1—454,5 м.

В основании подгоризонта залегает либо слой песчаников мощностью 4—8 м — скв. Пошкос, Вилькишкяй, Твярячюс, Шкяуне, разрезы Белоруссии (Бессонова, Чумаков, 1979), либо пачка переслаивания песчаников, алевролитов и глин — скв. Буткунай, Друкшяй, Краслава, Торопец. Вышезалегающие отложения представлены алевролитами и глинами с прослоями песчаников.

Песчаники — серые, в редких тонких прослоях с зеленоватым оттенком, средне- и мелкозернистые, иногда — грубозернистые, переходящие в гравелиты мощностью 2—4 см, кварцевые и полевошпатово-кварцевые на глинистом или доломитово-глинистом цементе, а также горизонтально- и косослоистые. В песчаниках много глауконита (особенно на плоскостях напластования), темноцветных минералов и чешуек слюды. В разрезах скважин Твярячюс, Краслава и Торопец в песчано-гравийных отложениях обнаружена галька фосфатных пород. Мощность прослоев песчаника 5—20 см, изредка до 40 см. **Алевролиты** — серые и зеленовато-серые, плотные или тонкогоризонтальнослоистые. По поверхностям напластования они часто содержат чешуи слюды и зерна кварца мелкопесчаной размерности. Мощность прослоев алевролита — от 0,2 до 0,7 м. **Глины** — серые и зеленовато-серые, тонкогоризонтальнослоистые или плотные, аргиллитоподобные.

В некоторых разрезах Литвы, в которых подгоризонт перекрывается отложениями лонтоваского горизонта (скв. Вилькишкяй, Друкшяй), в кровле подгоризонта развита кора выветривания, представленная глинами коричневато-фиолетового и охристо-табачного цвета.

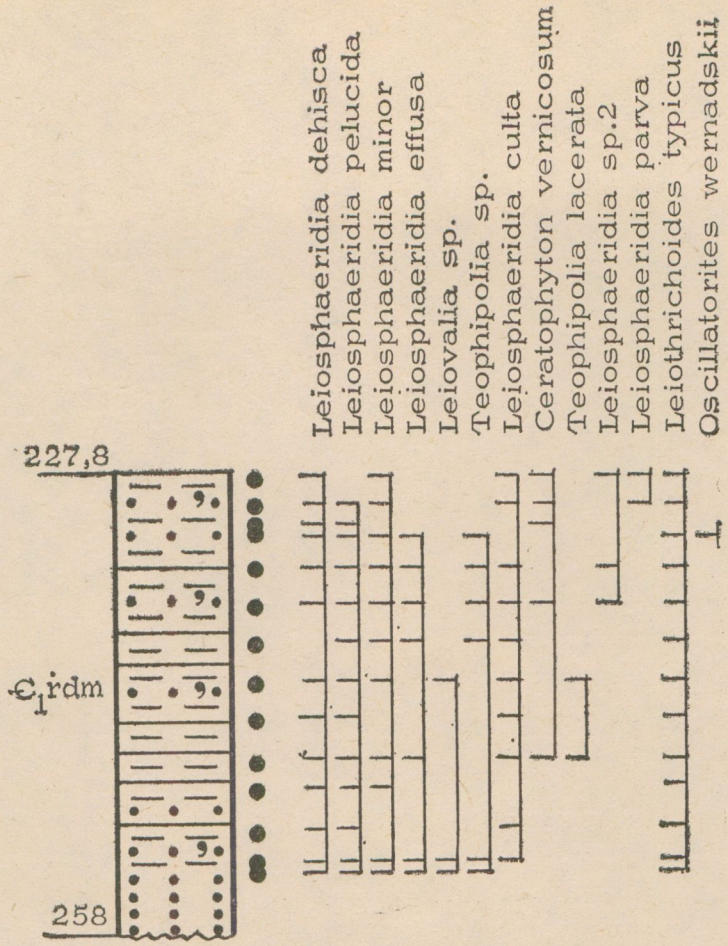


Рис. 2. Распространение микрофитофоссилий в отложениях ровенского горизонта в разрезе скв. Пошкос (условные обозначения см. на рис. 6).

Мощность нижнеровенского подгоризонта изменяется от 7,3 до 35,5 м.

В отложениях подгоризонта установлены пиритизированные следы передвижения червеобразных организмов, заполненные алевритовым материалом ходы илоедов, многочисленные сабеллидитиды и более редкие платисоленитиды (Биркис и др., 1972; Менс, Пиррус, 1979; Пашкявичене, 1980). Наиболее характерными видами акритарх нижнеровенского подгоризонта являются: *Leiosphaeridia dehisca* Paškev., *Teophipolia lacerata* Kirjan., *Teophipolia* sp. (новый вид), *Retisphaeridium densum* Paškev., *Leiosphaeridia pylomifera* Paškev., *Leiovalia striatella* Paškev., а также спиралевидные образования *Volyniella rudaminica* Paškev. и *V. ignalinica* Paškev. (рис. 2, 3, 4 и таблица).

В Прибалтике к нижнеровенскому подгоризонту относится нижняя часть рудаминской свиты, в Северо-Западной Белоруссии ему, по-видимому, соответствует нижний микроритм ровенского горизонта (Бессонова, Чумаков, 1979), а в центральных районах Московской синеклизы — даниловские слои (рис. 6). Отложения этого возраста отсутствуют в разрезах северо-западной прибортовой части Московской синеклизы (Менс, Пиррус, 1979), что палеонтологически подтверждено в разрезе скв. Заречье (рис. 5).

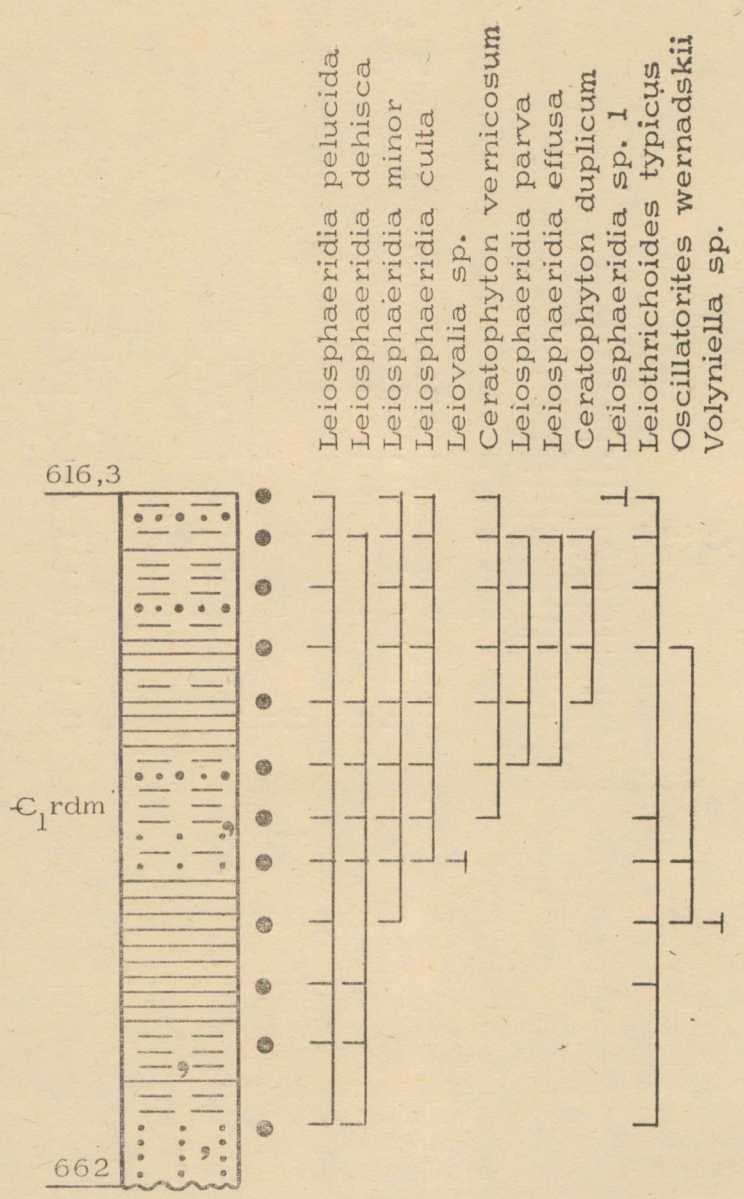


Рис. 3. Распространение микрофитофоссилий в отложениях ровенского горизонта в разрезе скв. Шкяуне (условные обозначения см. на рис. 6).

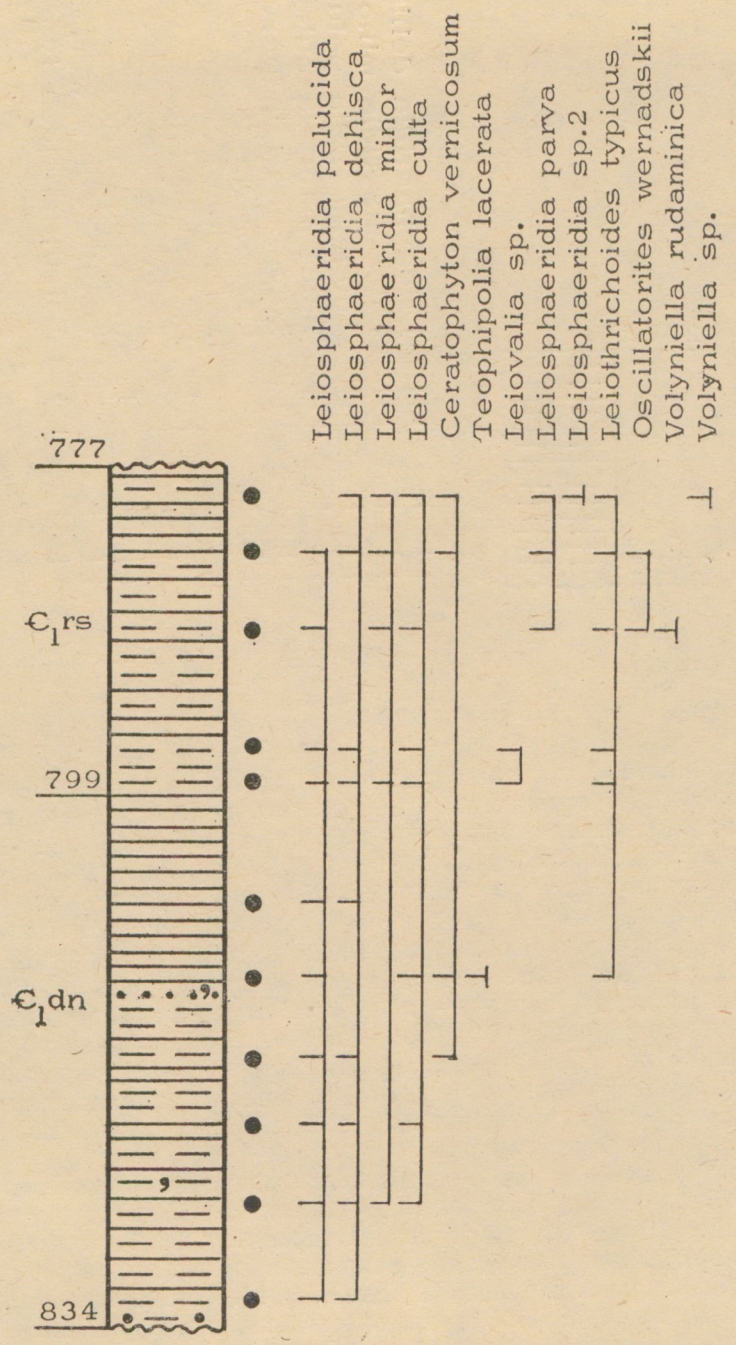


Рис. 4. Распространение микрофитофоссилий в отложениях ровенского горизонта в разрезе скв. Торопец (условные обозначения см. на рис. 6).

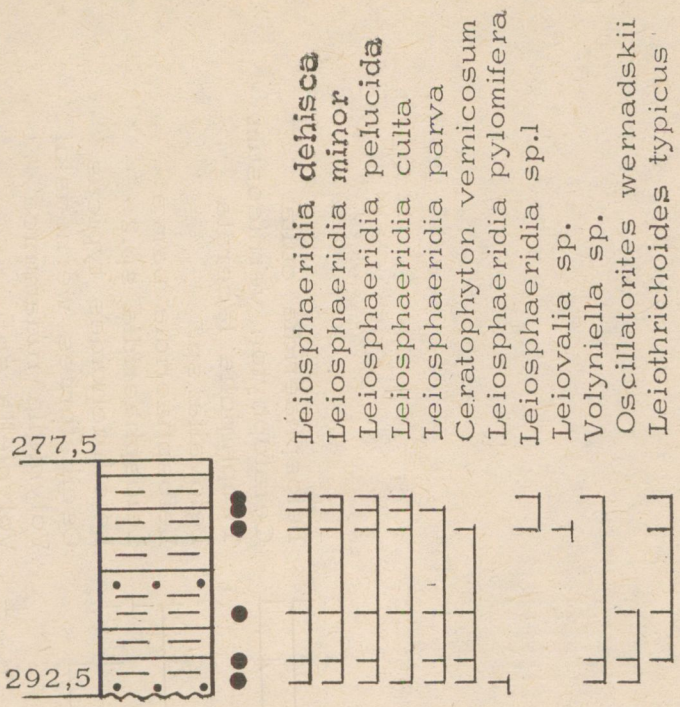


Рис. 5. Распространение микрофитофоссилий в отложениях ровенского горизонта в разрезе скв. Заречье (условные обозначения см. на рис. 6).

В большинстве изученных разрезов отложения верхнего подгоризонта залегают на породах нижнеровенского подгоризонта и только в северо-западных районах прибортовой части Московской синеклизы — на отложениях котлинской свиты венда. Перекрывается подгоризонт отложениями лонтоваского горизонта. Лишь в центральных районах Московской синеклизы — около южной границы распространения подгоризонта — перекрывающими являются песчаники ижорской свиты (Кирсанов, 1974). В разрезах Прибалтики нижняя граница проводится внутри рудаминской свиты — в основании толщи, представленной сложным чередованием гравелитов, песчаников, алевролитов и глин; а в центральных районах Московской синеклизы граница проходит там, где глауконитсодержащие глинистые отложения даниловских слоев сменяются кварцевыми песчаниками, алевролитами и глинами, практически не содержащими глауконита.

В разрезах, где верхнеровенский подгоризонт перекрывается лонтоваскими отложениями, верхняя граница имеет переходный характер (скв. Пошкос, Твярячюс, Краслава, Шкяуне, Лудза, Заречье). Следов существенного перерыва в осадконакоплении на этом уровне не наблюдается. В перечисленных разрезах данная граница проводится, главным образом, на основании смены комплексов акритарх. Лишь в разрезе скважины Вишки верхнеровенский подгоризонт завершается наверху небольшой корой выветривания, маркированной появлением охристо-пестроокрашенных глин.

Верхнеровенский подгоризонт в стратотипическом разрезе скважины Твярячюс (глубина 409,0—429,1 м) представлен переслаивающимися гравелитами, песчаниками и алевролитами, реже глинами.

Таблица

Распространение микрофитофоссилий в ровенском горизонте северо-запада Восточно-Европейской платформы

Микрофитофоссилии	Скважины													
	Пошкос	Вилькишкяй	Таучение	Твярячюс	Друкшяй	Буткунай	Краслава	Вишки	Шкяуне	Лудза	Соседно	Торопец	Кувшиново	Заречье
Leiosphaerida minor (Schep.)	+×	+	+	+×	+	+	+×	+×	+×	+×	+	+×	+×	×
Leiosphaeridia culta (Andr,)	+×	+	+	+×	+	+	+×	+×	+×	+×	+	+×	+×	×
Leiosphaerida pelucida (Schep.)	+×	+	+	+×	+	+	+×	+×	+×	+×	+	+×	+×	×
Leiosphaerida aperta (Schep.)										+				
Leiosphaerida effusa (Shep.)	+×			+×	+		+		×	+			+	
Leiosphaeridia dehisca Paškev.	+×	+	+	+×	+	+	+×	+×	+×	+	+	+×	+×	×
Leiosphaeridia parva Aseeva	×			×			×		×	×		×	×	×
Leiosphaeridia pylomifera Paškev.				+	+		+×	+		+				×
Leiosphaeridia sp. 1				+×					×					
Leiosphaeridia sp. 2	+×			+	+					+		×	×	
Ceratophyton vernicosum Kirjan.	+×		+	+×	+	+	+	×	+×	+×		+×	×	×
Ceratophyton duplicum Paškev.									×	×				
Teophipolia lacerata Kirjan.	+		+	+			+	+		+		+		
Teophipolia sp.	+		+										+	
Leiovalia striatella Paškev.				+			+	×						
Leiovalsia sp. sp.	+			+×			+		+			×		×
Disnella forcipata Paškev.				+										
Retisphaeridium densum Paškev.			+	+	+					+			+	
Navifusa sp. sp.				+				×						
Leiothrichoides typicus Herman	+×	+	+	+×	+	+	+×	+×	+×	+×	+	+×	+×	×
Oscillatorites wernadskii Schep.	+	+	+	+×			×	+	+×			×	×	×
Volyniella rudaminica Paškev.				+	+			+×		+		×		
Volyniella ignalinica Paškev.				+	+			×+		+				
Volyniella sp.									+	+		×	+	×

Условными знаками +, × показана встречаемость микрофитофоссилий, соответственно, в нижне- и верхнеровенском подгоризонтах.

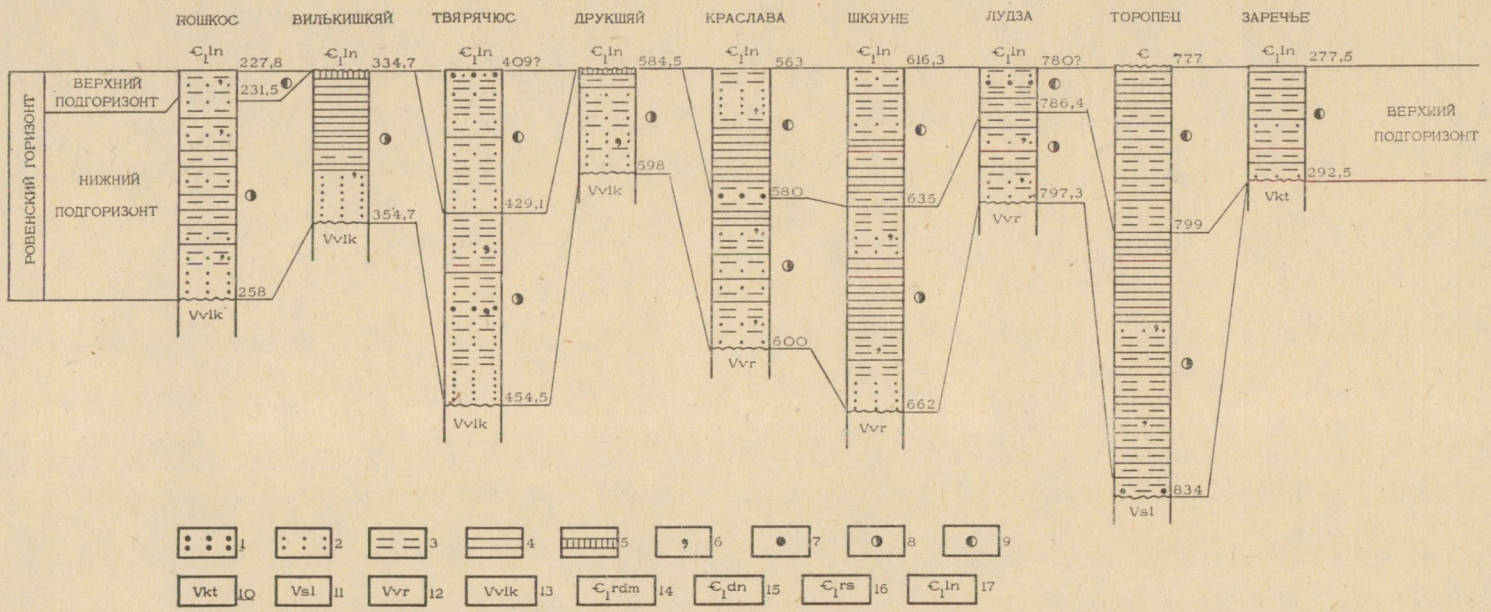


Рис. 6. Схема корреляции отложений ровенского горизонта северо-запада Восточно-Европейской платформы.

1 — гравелиты, 2 — песчаники, 3 — алевролиты, 4 — глины, 5 — кора выветривания, 6 — глауконит, 7 — место взятия пробы, 8 — нижнеровенский комплекс акритарх, 9 — верхнеровенский комплекс акритарх. Индексы свит: 10 — котлинская, 11 — селигерская, 12 — воронковская, 13 — вилькишкская, 14 — рудаминская, 15 — даниловские слои, 16, — русановские слои, 17 — лонтоваский горизонт.

Гравелиты — серые, кварцевые, разнозернистые, песчаные и косослоистые. Мощность прослоев до 10 см. **Песчаники** — серые, кварцевые, разнозернистые, горизонтально- и косослоистые. **Алевролиты и глины** — серые и зеленовато-серые, прослоями фиолетово-серые, коричневато-фиолетовые или пятнистые, горизонтально- и волнистослоистые, с присыпками и линзами песчаного материала. На плоскостях напластования обильные скопления чешуек слюды, местами отмечены трещины усыхания.

Сходное литологическое строение верхнеровенского подгоризонта наблюдается и в остальных разрезах Прибалтики. Только в некоторых из них отсутствует пестроцветность алеврито-глинистых отложений (скв. Пошкос, Шкяуне, Лудза). Глауконита в отложениях верхнего подгоризонта мало: скопления этого минерала, характерные для нижнеровенского подгоризонта, здесь отсутствуют.

По направлению к осевой и северо-западной прибортовой части Московской синеклизы в разрезе верхнеровенского подгоризонта преобладают зеленовато-серые алевритистые глины. Прослои алевролитов и песчаников тут маломощные и редкие (Кирсанов, 1974; Менс, Пиррус, 1979).

Мощность верхнеровенского подгоризонта варьирует от 3,3 до 21,5 м.

В отложениях верхнего подгоризонта установлены пиритизированные следы передвижения червеобразных и заполненные алевритовым материалом ходы илоедов. Из органических остатков известны сабеллидитиды, наиболее разнообразные в русановских слоях, и платисолениты (Кирсанов, 1974; Пашкявичене, 1981).

Характерной особенностью комплекса акритарх здесь являются *Leiosphaeridia parva* Aseeva, которые в отдельных образцах составляют более 50% от общего количества подсчитанных экземпляров, массовое скопление *Ceratophyton vernicosum* Kirjan., *C. duplicum* Paškev. и нитчатых водорослей, а также отсутствие *Teophipolia lacerata* Kirjan., *Teophipolia* sp., *Retisphaeridium densum* Paškev. и резкое сокращение количества *Leiosphaeridia dehisca* Paškev. (рис. 2, 3, 4, 5 и таблица).

В Прибалтике к верхневендскому подгоризонту относится верхняя половина рудаминской свиты, в Северо-Западной Белоруссии ему, очевидно, соответствует верхний микроритм ровенского горизонта (Бессонова, Чумаков, 1979), а в центральных районах Московской синеклизы — русановские слои.

Проследить выделенные подгоризонты в разрезах Волыно-Подолии пока не представляется возможным из-за отсутствия в литературе конкретных данных по вертикальному распределению акритарх в отложениях ровенского горизонта этой территории.

ЛИТЕРАТУРА

Бессонова В. Я., Чумаков Н. М. Оршанская впадина и западная часть Московской синеклизы. — В кн.: Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. М., 1979, с. 69—96.

Биркис А. П., Брангулис А. П., Волкова Н. А., Розанов А. Ю. Новые данные по стратиграфии кембрия Восточной Латвии. — Докл. АН СССР, 1972, **204**, № 1, с. 163—166.

Зиновенко Г. В., Илькевич Г. И., Пискун Л. В. К стратиграфии кембрийских отложений Северо-Западной Белоруссии. — В кн.: Строение и развитие платформенного чехла Белоруссии. Минск, 1976, с. 124—129.

Кирсанов В. В. К вопросу о стратиграфии пограничных слоев венда и кембрия в центральных районах Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии. М., 1974, с. 5—21.

Менс К. А., Пиррус Э. А. О стратиграфии пограничных слоев венда и кембрия на северо-западе Русской платформы. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1971, № 11, с. 93—103.
Менс К. А., Пиррус Э. А. Южный склон Балтийского щита. — В кн.: Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. М., 1979, с. 7—41.
Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М., 1980.
Пашкявичене Л. Т. Акритархи пограничных отложений венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М., 1980.
Пашкявичене Л. Т. Новые данные о стратиграфии ровенского горизонта в Прибалтике. — В кн.: Достижения и задачи исследований по геологии Литовской ССР. Материалы 6-ой научной конференции геологов Литвы. Вильнюс, 1981, с. 55—56.
Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. М., 1979.
Янкаускас Т. В. Новые данные к истории геологического развития территории Прибалтики в кембрийский период. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1975, № 1, с. 112—118.

L. Paškevičiene

ROVNO LADEME STRATIGRAAFIAST IDA-EUROOPA PLATVORMI LOODEOSAS

Resümee

Rovno lade jaotub nii läbilõike ehituse kui ka erinevuste tõttu mikrofütopaleontoloogiliste fossiilide koostise kaheks alamlademeks.

Alamrovno alamlade levib enamikus uuritud läbilõigetes (joon. 1), välja arvatud Zaretšje puurauk Leningradi lähistel. Ta on esindatud hallide savide, aleuroliitide ja kvarts- või kvartspäevakivi-liivakivide vahelduva kompleksina, kusjuures liivakivid valdavad alamlademe basaalosas. Kivimeis on rohkesti glaukoniiti, eriti kihipindadel, aga ka vilku ja maakmineraale. Vilkiškiai ja Drukšiai läbilõigetes on alamlademe kivimeil murenemiskoorik. Alamlademe paksus muutub 7,3—35,5 m piires. Fossiilidest on leitud organismide püriidistunud roomamisjälgi, rohkesti sabelliditiide ja üksikuid platüsoleniitide fragmente, akritarhidest on tüüpilised *Leiosphaeridia dehisca* Paškev., *L. pylomifera* Paškev., *Teophipolia lacerata* Kirjan., *Retisphaeridium densum* Paškev., *Leiovalia striatella* Paškev. (joon. 2—4; tabel).

Ülemrovno alamlade iseloomustub graveliitide, kvartsliivakivide, aleuroliitide ja savide keeruka vaheldumisega. Savid on kord hallikad, kord lillalaigulised. Kivimid sisaldavad glaukoniiti vähe, kihipindadel on valdavaks vilk. Alamlademe paksus on 3,3—21,5 m. Vilkiškiai, Drukšiai ja Butkunai läbilõigetes alamlade puudub. Organismide tegevusjälgedest esinevad nii püriidistunud kui ka aleuriitse materjaliga täitunud roomamisjäljed, sabelliditiidide ja platüsoleniitide fragmendid. Akritarhidest on iseloomulikud *Leiosphaeridia parva* Asseva, *Ceratophyton vernicosus* Kirjan., *C. duplicum* Paškev. Kompleksis puuduvad *Teophipolia lacerata* Kirjan., *Retisphaeridium densum* Paškev., järsult väheneb *Leiosphaeridia dehisca* Paškev. arvukus (joon. 2—5; tabel).

Rovno lademe alajaotuste korrelatsioon uuritud läbilõigetes on näidatud joonisel 6.

L. Paškevičiene

ON THE STRATIGRAPHY OF THE ROVNO STAGE IN THE NORTH-WESTERN PART OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM

Summary

According to the differences in the character of the sediments and in micropalaeontological (acritarchs) evidences the Rovno Stage is divided into two substages.

The lower of them is of wide distribution, it has been recognized in all investigated sections excluding the Zaretsje one (Fig. 1). The Lower Substage is represented by interstratified gray-coloured clay-, silt- and sandstones, whereas the latter are prevailing in the basal part. Glauconite, micas and allothigenous ore minerals are very common mostly on the bedding-planes. At the Vilkiškiai and Drukšiai sections the upper boundary of the substage is marked by a weathering crust. Its thickness varies from 7.3 to 35.5 m. Finds of *Sabellidites,* trace fossils and pyritized worm tracks are widespread, whereas tubes of *Platysolenites* are sparse. Acritarchs assemblage consists of *Leiosphaeridia dehisca* Paškev., *L. pylomifera* Paškev., *Teophipolia lacerata* Kirjan, *Retisphaeridium densum* Paškev., *Leiovalia striatella* Paškev. (Figs. 2—4; Table).

The Upper Sustage is characterized by interlayered gravel-, sand-, silt- and claystones. The latter are sometimes graycoloured, sometimes lilacspotted. Glauconite is not very common. On the surfaces of the layers micas are dominant. The thickness varies between 3.3—21.5 m. At the Vilkiškiai, Drukšiai and Butkunai sections the Upper Substage is missing. The Upper Substage has yielded tubes of *Platysolenites,* as well as of *Sabellidites.* Trace fossils and pyritized worm tracks are common. The taxonomic composition of the acritarchs assemblage of the upper unit differs considerably from that of the lower one. It is characterized by the occurrence of *Leiosphaeridia parva* Aseeva, *Ceratophyton vernicosus* Kirjan., *C. duplicum* Paškev. and by the lack of *Teophipolia lacerata* Kirjan. and *Retispaeridiumi densum* Paškev., also by the decreasing number of *Leiosphaeridia dehisca* Paškev. Correlation of these substages at the studied boring sections is presented in Fig. 6.

УДК 551 : 732.1 (47-15)

К. Менс

ДЕТАЛИЗАЦИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Стратиграфическая схема нижнего кембрия западных районов Восточно-Европейской платформы, разработанная в 1970—1980 годах в ходе польско-советских исследований по проблеме границы докембрия-кембрия, базировалась, в основной своей части, на последовательных комплексах акритарх (Келлер, Розанов, 1973; Арень и др., 1975; Палеонтология..., 1979; Стратиграфия..., 1979; и др.). Согласно этой схеме, нижнекембрийские отложения запада платформы были расчленены на пять региональных подразделений (снизу вверх): ровенский, лонтоваский, талсинский, вергальский и раусвеский горизонты, комплексы акритарх которых таксономически резко различны, за исключением двух последних.

Полученные за последние годы новые материалы — в первую очередь данные Г. Видала, микропалеонтологически изучавшего разрезы нижнего кембрия Скандинавии (Vidal, 1981a, 1981b), которые имеют сравнительно хорошую палеонтологическую характеристику по скелетной фауне (Martinsson, 1974; Bengtson, 1968, 1970, 1977; Bergström, 1981 и др.), позволяют упомянутую схему нижнего кембрия платформы несколько детализировать.

В данной статье рассматриваются вопросы расчленения интервала, разграниченного снизу отложениями с типичным лонтоваским, а сверху вергальским комплексом акритарх (табл. 1). Более подробно рассмотрим эти вопросы на материалах северо-запада платформы, используя в основном, данные южного склона Балтийского щита и Балтийской синеклизы. Разрезы нижнего кембрия этой территории — благодаря длительной истории изучения и преимуществу зоны выходов (помимо многочисленных буровых скважин) — дают сейчас наиболее богатую и достоверную информацию как о последовательности пород, так и об их палеонтологических показателях.

Наиболее древним постлонтоваским подразделением в разрезе нижнего кембрия северо-запада платформы, не имеющим палеонтологической характеристики, в том числе и балтийского возраста, является жарновецкая серия (Lendzion, 1970). Фациально-литологические особенности пород этой серии подробно изложены в данном сборнике в статье К. Яворовского. По заключению этого автора, отложения жарновецкой серии имеют континентальную природу и являются, по всей вероятности, образованиями аллювиальных конусов выноса. Приуроченность ареала их развития к западному краю платформы (Lendzion, 1976), отделенность его от поля развития балтийских отложений и

Таблица I *

Схема корреляции разрезов нижнего кембрия запада Восточно-Европейской платформы.
(По материалам монографии «Палеонтология..., 1979; «Стратиграфия..., 1979).

Горизонты	Структурные районы: Южный склон Балтийского щита	Балтийская синеклиза: Эстония	Балтийская синеклиза: Латвия	Балтийская синеклиза: Литва	Балтийская синеклиза: Северная Польша	Подлясско-Брестская впадина: Западная часть	Подлясско-Брестская впадина: Восточная часть	Любельский склон платформы	Волынский склон Украинского щита
Раусвеский			Тебрская св.	Вирбалисская св.	зона Protolenus				
Вергальский		Ирбенская св.		Гегеская св.	зона Holmia	Радзинская + Каплоносская св.	Бугская св.	Радзинская св.	Свитязьская св.
		Соэлаская св.	Вентавская св.						
Талсинский (= люкатиский)	Тискреская св.	Тискреская св.							Любомльская св.
	Люкатиская св.	Люкатиская св.					Спановская св.	Каплоносская св.	Доминопольская св.
		Сыруская св.	Овишская св.		слои с Mobergella	Завишинская св.			
Лонтоваский	Лонтоваская св.	Воозиская св.			Жарновецкая серия	Мазовецкая св.	Страдечская св.	Мазовецкая св.	Стоходская св.
Ровенский						Влодавская + вышкувская свиты	Рытская св.	Влодавская св.	Ровенская св.

* Жирной линией показан интервал разреза, рассматриваемого в данной статье.

отсутствие явных признаков перерыва в седиментации при переходе в вышезалегающие, несомненно кембрийские образования, позволяют согласиться с В. В. Кирьяновым, рассматривавшим жарновецкую серию как базальное подразделение трилобитового кембрия (Палеогеография..., 1980, стр. 30). На остальной части рассматриваемой территории породы, внешне сходные с породами жарновецкой серии, вскрыты также в разрезе скважины Борнхольм (Lendzion, 1970).

Вышезалегающие нижнекембрийские отложения, несомненно постбалтийского возраста, являются уже явными образованиями морского генезиса (глауконит, фосфатные образования, состав окаменелостей и т. д.). Эти отложения формировались в ходе двух этапов седиментации, которые было предложено обозначать (по названиям соответствующих стратиграфических подразделений) ливским и айсчяйским (Менс, 1981).

Отложения первого (ливского) этапа осадконакопления рассматриваемого интервала залегают с угловым несогласием на разновозрастных образованиях, начиная от жарновецкой серии (юго-западные разрезы) через лонтоваский горизонт (северо-восточные разрезы) до пород кристаллического фундамента (основная часть рассматриваемой территории). Нижняя граница ливской серии достаточно четкая благодаря трансгрессивному залеганию и наличию перерыва в седиментации. Только в районе развития жарновецкой серии эта граница не имеет четкого характера, что отмечается всеми польскими исследователями (см. соответствующие статьи в настоящем сборнике).

Литологическая характеристика отложений ливской серии дана во втором томе монографии предыдущего этапа совместных работ (Стратиграфия..., 1979; Палеогеография..., 1980) и во многих статьях данного сборника. Отметим лишь, что ливская серия литологически расчленяется на три части. Последние по своему содержанию, согласно ныне принятой в СССР стратиграфической классификации, соответствуют свитам (табл. 1).

Нижняя часть ливской серии, соответствующая сыруской и овишской свитам, завишинской серии в современном ее объеме (Lendzion, 1976) и хардебергским песчаникам в понимании Я. Бергстрёма (Bergström, 1981), сложена преимущественно песчаниками и крупнозернистыми алевролитами, включающими прослои и линзы конгломератов, гравелитов и глинистых пород. Роль последних более ощутима только в верхах данной части. Мощность ее местами, особенно в юго-западных разрезах, больше 100 м (Lendzion, 1976).

Средняя часть ливской серии представлена алевритово-глинистыми образованиями мощностью до 27 м (Брангулис и др., 1976). В ее состав входят люкатиская свита, подсакаская пачка вентавской свиты, нижняя часть холмиевой зоны (по схеме К. Лендзион) и норреторпские песчаники (Решения..., 1978; Стратиграфия..., 1979; Lendzion, 1976; Vidal, 1981a, 1981b; Bergström, 1981).

Верхняя часть снова сложена крупнозернистыми алевролитами, максимальная мощность которых изредка превышает 20 м. Они составляют на стратиграфической схеме Прибалтики тискрескую свиту (Решения..., 1978). В полосе выходов, расположенной на южном склоне Балтийского щита, тискреская свита по текстурным особенностям подразделена на две пачки (Менс, Пиррус, 1977).

Границы между перечисленными частями ливской серии литологически четкие. Нередко на этих рубежах наблюдаются и признаки перерыва в седиментации, выраженные в виде трещин усыхания, следов субаэрального выветривания и интенсивного пиритового конкрецие-

образования в кровле подстилающих пород, а иногда — в виде линз конгломерата, гравелита или брекчированной породы в основании покрывающих отложений (Лиелдиена, Фридрихсоне, 1968; Менс, Пиррус, 1975, 1977; Стратиграфия..., 1979).

Современное распространение отложений рассматриваемых частей серии неодинаково. Отложения нижней части установлены в юго-западных и западных разрезах и, судя по их фациальным особенностям, восточная граница их бассейна седиментации не находилась намного восточнее современного ареала их развития. Наиболее широко развиты алевритово-глинистые породы средней части, залегающие в восточных разрезах на лонтоваском горизонте, а в центральной части Балтийской синеклизы и на многих локальных структурах — прямо на породах кристаллического фундамента. Верхняя часть, везде подстилающаяся отложениями средней части, сохранилась от последующего размыва в виде неширокой полосы, идущей вдоль северо-западного края платформы.

Верхняя граница ливской серии на большей части территории выражена четко и имеет эрозионный характер. Проведение этой границы затруднено в стратиграфически последовательных разрезах (северное окончание Балтийской синеклизы), где светлые крупнозернистые алевролиты верхней части ливской серии покрываются внешне сходными айсчяйскими отложениями (Менс, 1979).

Неоднородна и палеонтологическая характеристика этих трех частей, а также их отдельных элементов. Так, нижняя часть ливской серии, особенно ее низы, палеонтологически очень слабо охарактеризована. В ее отложениях наиболее часто обнаружены неопределимые фосфатные фрагменты и единичные ихниты, в основном типа *Skolithos*. Акритархи также редки и представлены, преимущественно, лейосферидами и обрывками акантоморфных из родов *Baltisphaeridium* и *Micrhystridium* (Волкова, 1973; Фридрихсоне, 1974; Кирьянов, 1979; Vidal, 1981a). Лишь в скважине Овиши из глинистого прослоя низов овишской свиты, помимо отмеченных окаменелостей, совместно с остатками *Serpulites* выделены и *Baltisphaeridium* cf. *cerinum* Volk., а также *Micrhystridium pallidum* Volk. (Брангулис и др., 1975).

В вышезалегающих слоях нижней части серии численность органических остатков больше. Наиболее представительные для этих слоев ассоциации акритарх получены из разрезов Виртсу, Овиши и Брантевик. Они содержат, наряду с лейосферидиами и маргинатными формами, еще и *Baltisphaeridium* cf. *cerinum* Volk., *B.* (?) *strigosum* Jank., *Tasmanites bobrowskii* Waz. и *Lophosphaeridium tentativum* Volk. (Брангулис и др., 1975; Стратиграфия..., 1979; Vidal, 1981a). Увеличивается и количество ихнитов, образующих в породах биотурбационные текстуры. Возрастает также частота встречаемости фосфатных фрагментов, часть которых, несомненно, принадлежит к беззамковым брахиоподам. Данные о наличии *Volborthella* в этой части разреза в скважине Тахкуна (Стратиграфия..., 1979, стр. 52) основываются на единичной находке, которая, несмотря на тщательные поиски, до сих пор не повторилась.

Наиболее молодые слои нижней части, т. е. слои с *Mobergella* и их аналоги имеют сравнительно богатую акритарховую характеристику, полученную по разрезам стратотипа хардебергских песчаников на полуострове Сконе в Швеции и из скважин Прабуты и Косьцежина в Северной Польше. Здесь, дополнительно к появившимся ранее формам, определены еще *Baltisphaeridium dubium* Volk., *B. primarium* Jank., *B.* aff. *brachyspinosum* Kirjan., *Micrhystridium lanatum* Volk., *Pte-*

rospermella vitalis Jank. и *Cymatiosphaera* sp. (Палеонтология..., 1979; Кирьянов, 1979; Vidal, 1981a). Упоминание Г. Видала о нахождении *B. ciliosum* Volk., *M. spinosum* Volk. и *M. dissimilare* Volk. в мобергелловых песчаниках из Кальмарсунда (Vidal, 1981b) по всей вероятности объясняется тем, что здесь на земную поверхность выходят слои, которые моложе самой зоны Mobergella, поскольку мобергеллы в них переотложенные и имеют окатанную форму или входят в состав галек фосфатизированных пород (Bengtson, 1968, 1970, 1977).

Из скелетной фауны, кроме многочисленных фосфатных фрагментов, в верхах нижней части найдены *Mobergella radiolata* Beng., *M. turgida* Beng., *M. holsti* (Mober.), *Livia plana* Lendzion, *Cassubia infercambriensis* Lendzion и *Hyolithellus* sp. (Lendzion, 1976). Таким образом, несмотря на однообразие и малочисленность постбалтийского долюкатиского акритархового сообщества, для него характерна эволюционная сукцессия вверх по разрезу — также как для остатков скелетной фауны и ихнитов.

Средняя часть ливской серии, сложенная преимущественно глинистыми породами, имеет четкую палеонтологическую характеристику. Она хорошо обоснована разнообразным в родовом и видовом отношении комплексом акритарх (Волкова, 1968, 1973; Кирьянов, 1969; Фридрихсоне, 1974, Vidal, 1981a и др.). В этом комплексе первостепенное значение приобретают акантоморфные и, прежде всего, представители рода *Baltisphaeridium*. Полный люкатиский комплекс акритарх кроме маргинатных форм и лейосферид содержит на рассматриваемой территории *Baltisphaeridium cerinum* Volk., *B. compressum* Volk., *B. dubium* Volk., *B. orbiculare* Volk., *B. ornatum* Volk., *B. papillosum* Volk., *B. brachyspinosum* Kirjan., *B.* (?) *strigosum* Jank., *Micrhystridium pallidum* Volk., *M. tornatum* Volk., *M. lanatum* Volk., *Archaeodiscina umbonulata* Volk., *A.* (?) *bicostata* Volk., *Lophosphaeridium tentativum* Volk., *L. truncatum* Volk., *Cymatiosphaera* (?) *membranacea* Kirjan., *C. minuta* Jank., *Pterospermella vitalis* Jank., *Tasmanites bobrowskii* Waz., *T. volkovae* Kirjan., *T. tenellus* Volk. и *Pseudotasmanites parvus* Kirjan. На юго-западе платформы из этого стратиграфического интервала известны еще *Micrhystridium villosum* Kirjan., *Dominopolia lata* Kirjan., *D. longispinosa* Kirjan. и *Pterospermopsimorpha wolynica* Kirjan. (Палеонтология..., 1979). Раковинная фауна представлена *Volborthella tenuis* Schm., *V. conica* Schindewolf, *Schmidtiellus mickwitzi* (Schm.), *Mickwitzia monilifera* (Linnars.), *Torelella laevigata* (Torell), *Hyolithellus* sp., *Platysolenites antiquissimus* Eichw., раковинами брахиопод и песчаных фораминифер рода *Luekatiella* (in lit.). Много также разнообразных ихнитов и обнаружены некоторые остатки мягкотелых (Öpik, 1925, 1929, 1933). В вертикальном распределении перечисленных фоссилий наблюдается определенная дифференциация. Так, например, *P. antiquissimus* и *T. laevigata* встречаются в более западных разрезах, обычно в их нижней части. Это позволяет предполагать, что на востоке мы имеем дело лишь с более молодыми слоями данного подразделения.

Верхняя часть ливской серии палеонтологически охарактеризована, в основном, в нижнем элементе (какумягиская пачка).

Комплекс акритарх из этих слоев немногочисленный и представлен преимущественно транзитными формами родов *Baltisphaeridium*, *Micrhystridium*, *Archaeodiscina*, *Cymatiosphaera*, *Lophosphaeridium*, *Pterospermopsimorpha*, *Leiomarginata*, *Tasmanites* и *Leiosphaeridia* (Янкаускас, Пости, 1973; Менс, Пиррус, 1977; Стратиграфия..., 1979). В процентном соотношении господствуют лейосфериды, за которыми

следуют тасманитесы. При этом среди последних появляется *T. piritaensis* Posti et Jank. Среди балтисферидиумов на первом месте *B. cerinum* Volk., за которым идут *B. compressum* Volk. и *B. dubium* Volk. Гораздо реже встречаются *B. ornatum* Volk. и *B. orbiculare* Volk., а еще реже *B.* (?) *strigosum* Jank. Мало также представителей рода *Micrhystridium* и маргинатных форм. Близкую акритарховую характеристику имеют миквициевые песчаники Вестериётланда (Vidal, 1981a, 1981b), которые содержат также многочисленные раковины *M. monilifera*. Однако отсутствие *B. piritaensis* Posti et Jank., и наличие *B. ciliosum* Volk. — совместно с ядрами *Volborthella* (Bergström, 1981; Vidal, 1981b) — воздерживает нас от прямого сопоставления этих песчаников с какой-либо частью ливской серии.

Фрагменты трилобитов, раковины брадориид и беззамковых брахиопод родов *Mickwitzia* и *Paterina* встречаются обычно в линзах конгломератов и развиты в нижней половине верхней части ливской серии (Горянский, 1968; Менс, Пиррус, 1977). Раковины *Scenella* встречаются обычно в глинистых уровнях и только единичные раковины *Paterina* и фрагменты створок *Mickwitzia* обнаруживаются по всему разрезу данной части.

Появление таких новых представителей скелетной фауны как *Paterina rara* Gorj., *Mickwitzia formosa* Wiman, *M. concentrica* Gorj., *Scenella discinoides* Schm., а среди акритарх — *T. piritaensis* Posti et Jank., а также четкий контакт с подстилающими слоями, дают верхней части ливской серии вполне самостоятельное хроностратиграфическое содержание.

На предыдущем этапе совместных польско-советских исследований по проблемам кембрия и докембрия весь интервал отложений, охватывающий ливскую серию и ее стратиграфические аналоги, рассматривался как единый горизонт. При этом в первоначальном варианте стратиграфической схемы он обозначался как люкатиский (Келлер, Розанов, 1973) и только в стадии завершения рукописи монографии его переименовали в талсинский, с указанием на возможную самостоятельность нижней части этого горизонта (Стратиграфия..., 1979, стр. 223).

С названием «талсинский» и в ранге горизонта эти отложения выделялись в региональной части стратиграфических схем кембрийских отложений Прибалтики (Решения..., 1978) и Белоруссии (Махнач и др., 1981). В объяснительной записке к стратиграфическим схемам Прибалтики отмечено, что по стратиграфическому содержанию талсинский горизонт больше других горизонтов нижнего кембрия и по своему объему больше соответствует надгоризонту.

В юго-западных районах платформы в пределах Советского Союза соответствующие отложения выделены как доминопольский горизонт (Кирьянов, 1969). История установления доминопольского, люкатиского и талсинского подразделений и их приспособленность для обозначения данных отложений описана В. В. Кирьяновым (1982).*

Рассматривать в составе единого горизонта столь различные по своим литологическим и палеонтологическим показателям отложения, при учете детальности погоризонтного расчленения вышезалегающего интервала нижнего кембрия (айсчяйская серия), вряд ли рационально.

---

* На Межведомственном стратиграфическом совещании по кембрийским отложениям Восточно-Европейской платформы (Вильнюс, октябрь 1983) было решено заменить название «талсинский горизонт» на название «доминопольский горизонт» в соответствии с правилами приоритета. (*Примечание редактора*).

Представляется, что охарактеризованные выше части ливской серии в пределах Прибалтики и их аналоги на остальной площади рассматриваемой территории — на основе их четкого разграничения и своеобразия комплексов органических остатков в региональной части стратиграфической схемы кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы — целесообразно выделить в самостоятельные стратиграфические подразделения в ранге горизонтов.

Нижний горизонт обсуждаемого интервала включает все долюкатиские подразделения постбалтийского нижнего кембрия. На данной стадии изучения сюда условно отнесена и жарновецкая серия, не имеющая палеонтологической характеристики (табл. II). Наиболее полные разрезы этого горизонта на рассматриваемой территории известны по буровым разрезам на островах Готланд, Эланд, Борнхольм, полуостровах Сконе и Курземе и на северо-западе Польши (Стратиграфия..., 1979; Waern, 1952; Martinsson, 1974; Lendzion, 1976). Вне рассматриваемой территории отложения данного временного интервала представлены в Подлясско-Брестской впадине и в юго-западных структурных районах платформы. В западных разрезах Подлясско-Брестской впадины в состав данного горизонта входят надлонтоваские (см. Кирьянов, 1979) субхолмиевые слои, в том числе завишинская серия в первоначальном объеме (Lendzion, 1972). В восточных разрезах этого структурного района отложения данного горизонта, по всей вероятности, не формировались. На юго-западе платформы нижний горизонт охватывает нижнедоминопольскую подсвиту и каплоносскую серию, за исключением верхних слоев последней, мощность которых достигает 20 м (более подробно см. Кирьянов, 1979).

Отложения данного горизонта на большей части современного ареала их развития вскрыты бурением и на земную поверхность они выходят только на северо-западном краю платформы — на полуострове Сконе и острове Борнхольм. Разрезы зоны выходов, благодаря доступности и длительной истории исследования, наиболее полно охарактеризованы и могут быть эталонными для нижнего горизонта постбалтийского нижнего кембрия платформы. Учитывая сказанное, предлагается нижний горизонт называть хардебергским.

Палеонтологически хардебергский горизонт охарактеризован еще слабо: уверенно выделяется только его верхняя часть — слои с *Mobergella* (s. s.), развитые в северо-западных разрезах, начиная от острова Готланд до западной части Подлясско-Брестской впадины. Кроме мобергелл, акритарх и ихнитов в слоях с *Mobergella* обнаружены трилобитоморфные и *Hyolithellus* (Lendzion, 1972, 1975). Вольбортеллы и тореллеллы в отложениях нижнего горизонта не найдены.

Для двух верхних горизонтов в объемах средней и верхней части ливской серии целесообразно соответственно применять названия «люкатиский» и «тискреский» по ранее выделенным одноименным свитам в современном понимании (Менс, Пиррус, 1977; Решения..., 1978; Стратиграфия..., 1979). Оба термина предложены А. Эпиком уже в 1933 году с указанием их типовых разрезов (Öpik, 1933). В настоящее время эти разрезы, как стратотипы местных подразделений в ранге свит, детально изучены и их описание приведено в специальной публикации (Менс, Пиррус, 1977).

Делая такое предложение, автор учитывает, что данные разрезы, как стратотипы горизонтов, являются дефектными, на что имеются неоднократные указания (Менс, Пиррус, 1977; Стратиграфия..., 1979; Кирьянов, 1982). Но из-за фрагментарности разрезов низов постбал-

тийского нижнего кембрия, на Восточно-Европейской платформе практически для всех горизонтов этого временного интервала требуются специальные стратотипы границ, а преимущество обнаженного разреза по сравнению с керновым бесспорно.

Люкатиский горизонт, в основном, представлен глинистыми образованиями, имеющими богатую палеонтологическую характеристику. Здесь продолжают существовать все фоссилии (кроме мобергелл), обнаруженные в нижнем горизонте. Дополнительно к ним появляются настоящие трилобиты, вольбортеллы, тореллеллы, песчаные фораминиферы, брадорииды, беззамковые брахиоподы рода *Mickwitzia* и т. д. Также становится многочисленным и разнообразным сообщество акритарх. В целом, люкатиский горизонт имеет четкие палеонтологические отличия, позволяющие отделить его от подстилающих и покрывающих, преимущественно песчано-алевритовых стратонов. По вертикальному распространению остатков скелетной фауны, как было отмечено выше, горизонт делится на две части. Такое двухдольное расчленение горизонта намечается и по акритархам (Фридрихсоне, 1974). Приобретают ли две части в будущем статус подгоризонта, покажет дальнейшее исследование люкатиского горизонта.

Люкатиский горизонт хорошо прослеживается, кроме северных и центральных районов рассматриваемой территории, еще на Волынском склоне Украинского щита и на Любельском склоне платформы, где он сложен верхнедоминопольской подсвитой и верхами каплоносской серии. Значительно труднее выделить люкатиский горизонт в разрезах южного окончания Балтийской синеклизы и Подлясско-Брестской впадины. Остатков скелетной фауны, однозначно указывающих на его присутствие в этих районах, не обнаружено, а относительно акритарх эти отложения не изучены. Исключение в области палеомикрофитологического изучения составляют восточные разрезы Подлясско-Брестской впадины (см. статью Л. Пискун и Г. Зиновенко в данном сборнике), в которых первое постбалтийское подразделение — спановская свита — содержит сравнительно бедный комплекс акритарх, среди которых присутствует *B. ciliosum* Volk., появляющийся лишь начиная с основания комплекса пород айсчяйского этапа осадконакопления. Литологически сходные с люкатиским горизонтом породы, по устному сообщению Э. Пирруса, залегают в интервале 3368,4—3381,0 м в скважине Хель-1. В этом интервале К. Лендзион найдена *Torellella* sp., но для точного выделения здесь люкатиского горизонта следует провести палеомикрофитологическое изучение этих разрезов.

Тискреский горизонт в качестве самостоятельного хроностратиграфического подразделения в этом ранге (правда, разного объема и возраста) в разрезе кембрия Восточно-Европейской платформы выделялся неоднократно (Решения..., 1965; Мардла и др., 1968; Плисов и др., 1977 и т. д.). Тискреский горизонт в объеме одноименной свиты, сложенной отложениями регрессивной фазы ливского этапа осадконакопления (Решения..., 1978; Менс, 1981), сохранился от последующей денудации на незначительной площади. Кроме южного склона Балтийского щита этот горизонт установлен еще в разрезах северного окончания Балтийской синеклизы (Стратиграфия..., 1979). Палеонтологически охарактеризованы только его нижние слои, а верхние биостратиграфически не документированы. При переходе от люкатиского к тискрескому горизонту не происходит существенного обновления скелетной фауны. Этот рубеж маркирован появлением среди беззамковых брахиопод *Mickwitzia formosa* Wiman, *M. concentrica* Gorjan. и *Paterina rara* Gorjan., а также представителей рода *Scenella*. В сооб-

Таблица II

Схема предлагаемого расчленения и корреляции постбалтийско-довергальских отложений запада Восточно-Европейской платформы

Горизонты	Структурные районы											
	Южный склон Балтийского щита	Балтийская синеклиза				Сконе	Подлясско-Брестская впадина		Любельский склон платформы	Волынский склон Украинского щита
		Эстония	Латвия	Литва	Северная Польша*		Западная часть **	Восточная часть		
Вергальский		Ирбенская св.	Тебрская св.	Гегеская св.	зона Holmia	Гислёвская св.	Радзинская св. + Каплоносская св.	Бугская св.	Радзинская св.	Свитязьская св.
Любомльский		Соэлаская св.	Вентавская св.			Риспебергские песчаники		Сдановская св.		Любомльская св.
Тискреский	Тискреская св.	Тискреская св.								
Люкатиский	Люкатиская св.	Люкатиская св.				Норреторпские песчаники			Каплоносская св.	Верхнедоминопольская подсв.
Хардебергский		Сыруская св.	Овишская св.		зона Mobergella Жарновецкая сер.	Хардебергские песчаники	Завишинская св.			Нижнедоминопольская подсв.
Лонтоваский	Лонтоваская св.	Воозиская св.					Мазовецкая св.	Страдечская св.	Мазовецкая св.	Стоходская св.

* По К. Лендзион (см. статью в данном сборнике).
** По материалам монографии «Стратиграфия...», 1979.

ществе акритарх из-за литологических особенностей вмещающих пород уменьшается численность акантоморфных и увеличивается количество тасманитесов. Среди последних впервые появляются *T. piritaensis* Posti et Jank.

На территории северного окончания Балтийской синеклизы тискреской горизонт покрывается внешне сходными алевролитами соэлаской свиты айсчяйского этапа осадконакопления (Менс, 1979, 1981). Эта литологически отчетливая и хорошо прослеживаемая толща наиболее подробно изучена в юго-западных структурных районах платформы в пределах СССР, где она выделена как любомльская свита (Кирьянов, 1969). С момента обособления этой свиты соответствующий ей интервал в разрезе нижнего кембрия Восточно-Европейской платформы стал рассматриваться как региональное подразделение в ранге горизонта и получил название «любомльский» (стратотип его в интервале 543,2—617,2 м керна скважины Бережцы) (Кирьянов, 1969). Палеонтологически горизонт охарактеризован слабо (Стратиграфия..., 1979, стр. 163; Менс, 1979), что сильно препятствует его выделению в других структурных районах платформы. Несомненно, в состав любомльского горизонта входят: в разрезах Балтийской синеклизы — сакаская свита (в понимании Э. Лиелдиена и А. Фридрихсоне, 1968) и на Любельском склоне платформы — нижняя песчано-алевритовая часть радзинской серии (Кирьянов, 1979). На основе присутствия *Baltisphaeridium ciliosum* Volk. среди акритарх в отложениях спановской свиты Подлясско-Брестской впадины (см. статью Л. Пискун и Г. Зиновенко в данном сборнике) и геологического положения этой свиты в разрезе, она, скорее всего, относится также к любомльскому горизонту. На этом же основании в состав любомльского горизонта входят, по всей вероятности, те местные подразделения разрезов северо-западного края платформы, которые Г. Видал выделяет как переходные слои Holmia A—B. Выделение возрастных аналогов любомльского горизонта в разрезах южного окончания Балтийской синеклизы и западной половины Подлясско-Брестской впадины затруднено из-за отсутствия палеонтологических данных. Не исключено, что нижняя песчаная часть зоны Holmia, которая палеонтологически не охарактеризована, относится к любомльскому горизонту.

Любомльский горизонт на всей территории его развития покрыт алеврито-глинистыми породами вергальского горизонта, за исключением некоторых обнажений, где соответствующие отложения перекрываются непосредственно четвертичным покровом.

Подводя итоги, мы хотим предложить для рассмотрения усовершенствованный вариант погоризонтного расчленения интервала между лонтоваским и вергальским горизонтами нижнего кембрия Восточно-Европейской платформы (табл. II).

Включение этих горизонтов в региональную стратиграфическую схему кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы позволит более обоснованно реконструировать историю геологического развития данного региона в раннем кембрии и, тем самым, более целенаправленно организовать прикладные геологические работы.

ЛИТЕРАТУРА

Арень Б., Лендзион К. Распространение и стратиграфия климонтовского яруса нижнего кембрия на платформе в Польше. — В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии. М., 1974, с. 30—35.

Арень Б., Келлер Б. М., Розанов А. Ю., Урбанек А. Польско-советский симпозиум по проблеме «Граница кембрия и докембрия». (Таллин, 2—8 сентября 1974 г.). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 4, с. 134—137.

Брангулис А. П., Волкова Н. А., Карпицкая Л. П., Розанов А. Ю. К строению древних толщ на севере Курземского полуострова. — В кн.: Геология кристаллического фундамента и осадочного чехла Прибалтики. Рига, 1975, с. 50—63.

Брангулис А. П., Мурниекс А. Э., Фридрихсоне А. И. Кембрийская система. — В кн.: Стратиграфические схемы Латвийской ССР. Рига, 1976, с. 23—35.

Волкова Н. А. Акритархи докембрийских и кембрийских отложений Эстонии. — В кн.: Проблематики пограничных слоев рифея и кембрия Русской платформы, Урала и Казахстана. М., 1968, с. 8—36.

Волкова Н. А. Акритархи и корреляция венда и кембрия западной части Русской платформы. — Советская геология, 1973, № 4, с. 48—62.

Горянский В. Ю. Беззамковые брахиоподы кембрийских и ордовикских отложений северо-запада Русской платформы. Л., 1969.

Кала Э. А. О возрасте тискреских слоев по материалам острова Хийумаа. — Изв. АН ЭССР, Хим. Геол., 1972, **21**, № 3, с. 276—278..

Келлер Б. М., Розанов А. Ю. О польско-советских работах по границе кембрия и докембрия. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 2, с. 148—149.

Кирьянов В. В. Схема стратиграфии кембрийских отложений Волыни. — Геол. журн., 1969, **29**, вып. 5, с. 48—62.

Кирьянов В. В. Корреляция верхневендских и кембрийских отложений Восточной Польши и Волыни. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 2, с. 61—68.

Кирьянов В. В. О древнейшем стратиграфическом горизонте «холмиевого» нижнего кембрия Восточно-Европейской платформы и о принципах и практике установления региональных стратиграфических подразделений. — Геол. журн., 1982, **42**, № 2, с. 111—119.

Лиелдиена Э. К., Фридрихсоне А. И. О стратиграфии кембрийских отложений Западной Латвии. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, 1968, с. 33—52.

Мардла А. К., Менс К. А., Кала Э. А., Каяк К. Ф., Эрисалу Э. К. К стратиграфии кембрийских отложений Эстонии. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, 1968, с. 22—32.

Махнач А. С., Зиновенко Г. В., Бессонова В. Я., Илькевич Г. И., Пискун Л. В., Пушкин В. И., Шкуратов В. И. Стратиграфическая схема кембрийских отложений Белоруссии. — В кн.: Материалы по стратиграфии Белоруссии. Минск, 1981, с. 30—34.

Менс К. Минералогическая и палеонтологическая характеристика соэлаской свиты. — Изв. АН ЭССР. Геол., 1979, **28**, № 4, с. 125—132.

Менс К. А. Об этапности осадконакопления в раннем кембрии Прибалтики. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 3, с. 82—90.

Менс К. А., Пиррус Э. А. Базальный конгломерат люкатиской свиты нижнего кембрия Эстонии. — В кн.: Геология кристаллического фундамента и осадочного чехла Прибалтики. Рига, 1975, с. 132—144.

Менс К. А., Пиррус Э. А. Стратотипические разрезы кембрия Эстонии. Таллин, 1977.

Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М., 1980.

Палеонтология верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы. М., 1979.

Плисов А. А., Горянский В. Ю., Фандерфлит Е. К. Новые данные о границе кембрия и ордовика на северо-западе Русской плиты. — В кн.: Геологические позиции северо-западной окраины Русской плиты в свете новых геолого-структурных данных. М., 1977, с. 3—12.

Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы, 1962. Л., 1965.

Решения Межведомственного стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Прибалтики. Л., 1978.

Сакалаускас В. Ф. Новые данные по стратиграфической схеме кембрийских отложений Южной Прибалтики: Тез. докл. XIX научн. студ. конференции. Вильнюс, 1966, с. 44—47. (Вильнюсский гос. унив-т.).

Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. М., 1979.

Фридрихсоне А. И. Уточнение подразделения кембрийской системы в Латвии. — В кн.: Региональная геология Прибалтики. Рига, 1974, с. 3—15.

Янкаускас Т. В., Пости Э. А. Микропалеонтологическая характеристика стратотипических разрезов нижнего кембрия Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1973, **22**, № 2, с. 143—148.
Bengtson, S. The problematic genus Mobergella from the Lower Cambrian of the Baltic area. — Lethaia, **1**, 1968, p. 325—351.
Bengtson, S. The Lower Cambrian fossil Tommotia. — Lethaia, **3**, 1970, p. 363—392.
Bengtson, S. Aspects of problematic fossils in the early Palaeozoic. — Acta Universitatis Upsaliensis Uppsala, 1977, **415**, p. 1—71.
Bergström, J. Lower Cambrian shelly fauna and biostratigraphy in Scandinavia. — In: Short Papers for the Second International Symposium on the Cambrian System, 1981. U. S. Geological Survey Open — The Report 81—743, p. 22—25.
Lendzion, K. Eokambr i kambr w otworze Zaronwiec IG-1. — Prz. geol., 1970, **18**. N 7, Warszawa, p. 303—344.
Lendzion, K. Kambr subholmiowy w polnocne-wachodniej Polsce. — Kwart. geol., 1972, **16**, N 3. Warszawa, s. 557—566.
Lendzion, K. Fauna of the Mobergella Zone in the Polish Lower Cambrian. — Kwart. geol., 1975, **19**, N 2, Warszawa, s. 237—242.
Lendzion, K. Stratygrafia kambru zachodneij czeči syneklizy Perybaltyckiej. — In.: Z badań geologicznych Niżu Polskiego. T. II. Warszawa Institut Geologiiczny. — Biuletyn 270, 1976, s. 59—84.
Martinsson, A. The Cambrian of Norden. — In.: Holland C. H. (ed.). Cambrian of the British Isles, Norden and Spitzbergen. London, 1974, p. 185—283.
Vidal, G. Lower Cambrian acritarch stratigraphy in Scandinavia. — Geol. Fören. Förhandl.. 1981a, **103**, Pt. 2. Stockholm, s. 183—192.
Vidal, G. Micropaleontology and biostratigraphy of the Lower Cambrian sequence in Scandinavia. — In.: Short Papers for the Second International Symposium on the Cambrian System, 1981. U. S. Geological Survey Open-The Report. 1981b, 81—743, p. 232—235.
Waern, B. Palaentology and stratigraphy of the Cambrian and Lowermost Ordovician of the Bödahamn Core. — Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala, 1952, **34**, p. 223—250.
Öpik, A. Beitrag zur Stratigraphie und Fauna des Estnischen Unterkambriums (Eophyton-Sandstein). — Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Tartu, 1925, N 3, lk. 1—20.
Öpik, A. Studien über das estnische Unter-Kambrium (Estonium). — Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Tartu, 1929, N 15, lk. 1—56.
Öpik, A. Über Scolithus aus Estland. — Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., Tartu, 1933, N 29, lk. 1—12.

K. Mens

IDA-EUROOPA PLATVORMI ALAMKAMBRIUMI STRATIGRAAFILISE LIIGESTAMISE TÄIENDAMISEST

Resümee

Vaadeldava ala alamkambriumis akritarhide koosluste alusel eraldatud lademed on ajalis-geneetiliselt mahult erinevad (tabel 1). Käesolevas töös on Lontova ja Vergale lademe vahelise läbilõike litoloogilise iseloomustuse ja paleontoloogiliste leidude analüüsi alusel püütud ühtlustada selle intervalli alajaotuste stratigraafilist mahtu. Sellest seisukohast lähtudes on soovitatud liivi settimisetapi settekompleks jaotada kolmeks lademeks. Alumine — Hardebergi lade — kujunes transgressiooni algfaasil, keskmine — Lükati lade — transgressiooni maksimumil, ülemine — Tiskre lade — aga juba basseini arengu regressiivsel faasil. Samuti on soovitatud vaadata järgmise — Aisčiai — settimisetapi transgressiooni algfaasi setteid iseseisva, Ljubomli lademena (tabel 2).

K. Mens

DETAILING OF THE LOWER CAMBRIAN STRATIGRAPHICAL SCHEME FOR THE EAST EUROPEAN PLATFORM

Summary

The stratigraphical subdivision of the East European Platform is based upon the succession of shelly fauna, mostly trilobites (the zonal scheme), and/or on the vertical distribution of acritarch assemblages (division into regional stages — further, for briefness only «stage»). According to the stratigraphical scheme produced by the Soviet-Polish Working Group dealing with the problem «Precambrian-Cambrian boundary», the Lower Cambrian sequence of the western part of the East European Platform has been divided into five stages (see Table No. 1), with an uneven stratigraphical volume. Thus deposits of the lower — Baltian — evolutionary stage are divided into two stages; the following — Liivian one —, includes only one stage, the upper — Aisčiaian evolutionary stage — embraces three stages, whereas the latter of them is referred to the Middle Cambrian.

This report treats of the stratigraphical interval sandwiched between the underlying Lontova Stage and overlying Vergale one. Within the East European Platform the post-Lontovian Lower Cambrian deposits are widely distributed only in its western part.

In recent years, besides the palaeontological investigations, a number of studies have focused on Lower Cambrian depositional environments and their influence on the distribution of fossils. Of great importance for stratigraphical subdivision among the studies on palaeontology is the examination of acritarchs made by Vidal (1981a, 1981b) on Scandinavian Lower Cambrian sections which bear also shelly fauna.

Analysis of previous and new data on lithology, fossils and environmental conditions of the Lower Cambrian sequence in the north-western part of the East European Platform, allow us to propose for above-mentioned interval a new stratigraphical scheme (Table No. 2).

The lower stage, conventionally the Hardeberga one, embraces all post-Lontovain marine deposits below the first identified trilobites. This stage is characterized mainly by the accumulation of coarse-grained terrigenous sediments. Its lower boundary is considered to be the lower limit of the first post-Lontovian marine sedimentary cycle. The palaeontological finds in the lower stage are scarce being represented mostly by trace fossils and a few acritarchs. Among the latter *Tasmanites bobrowskii* and some species of *Baltisphaeridium* occur. Only at the end of the given stage *Mobergella* and *Trilobitoidea* appeared. The upper boundary of the stage is lithologically distinct and marked in some places by lenses of conglomerate. In contrast to the underlying stage, the succeeding Lükati Stage contains abundant different fossils, among the others *Schmidtiellus mickwitzi*. Its lower boundary is determined by the disappearance of *Mobergella* and by the appearance of *Torellella, Volborthella, Mickwitzia,* trilobites, arenaceous foraminifers, etc. In the lowermost part of the stage there can also be found rare specimens of *Platysolenites*. The acritarch assemblage of this stage is numerous and variegated, the baltisphaerids predominate. The junction between the Lükati and the following Tiskre stages is distinct and marked by lithological changes and lenses of the so — called «Mickwitza-conglomerate».

The Tiskre Stage embraces all sediments of the final phase of the Liivian evolutionary stage and is characterized by a limited geographical distribution. It is mostly represented by coarse-grained siltstones and is palaeontologically poorly documented. The finds of a shelly fauna — *Mickwitzia, Paterina, Scenella,* bradorides, fragments of trilobites, as well as an acritarch assemblage, are connected with the lowermost part of this stage. The acritarch assemblage with a restricted number of specimens and species is characterized by prevailing tasmateses, among them appears *Tasmanites piritaensis.*

The uppemost pre-Vergale Stage, named by Kirjanov Luboml, transgressively overlies different-aged rocks, frequently weathered. It was formed at the initial phase of the Aisčiaian evolutionary stage and is mainly represented by coarse-grained siltstones. The Luboml Stage is rather poor in fossils, only rare indeterminate fragments of inarticulate brachiopods and some trace fossils occur. Acritarchs have been established only in few sections and their assemblage is characterized by transitional features between the Lükati and Vergale stages but consist always of *Baltisphaeridium ciliosum* which is unknown in the underlying units. On this basis the Mobergella Beds of Kalmarsund and Mickwitzia Sandstone of Vestergötland yielding *B. ciliosum* are considered to belong to the Luboml Stage. On the whole, the Mobergella Beds of Kalmarsund are younger than the Mobergella Zone of North-West Poland.

The proposed subdivision of the investigated interval into regional stages and their correlation with local units of some areas in the western part of the East European Platform are given in Table 2.

УДК 551.732(470.26)

Э. Никашин, Е. Брызгалова, В. Горбачев, В. Десятков, Г. Шамрай, В. Шеходанов, А. Чагаев

НОВОЕ В СТРАТИГРАФИИ КЕМБРИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ (КАЛИНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ РСФСР)

Кембрийские отложения юго-восточной части Балтийской синеклизы являются промышленно нефтеносными и представляют собой сложно построенный полициклический комплекс терригенных пород. При решении задач детальной стратиграфии этих отложений нами использовались как традиционные биостратиграфические методы, так и ритмофациальный (ритмолитологический) анализ, позволивший изучить периодическую структуру кембрийского разреза и выделить в нем литологические реперы, удовлетворяющие условию геологической одновременности.

Комплексное литологическое, микрофитологическое и геофизическое изучение кембрийских отложений показало, что в Калининградской области разрез кембрия более полный, чем в прилегающих районах. Здесь установлены новые стратиграфические уровни — догегеские образования нижнего кембрия (ягодная свита) и постдейменаские отложения среднего кембрия (веселовская свита). Кроме того, дополнительно изучены ранее выделенные верхнекембрийские отложения (Каплан и др., 1973), а также уточнены объем и площадь их распространения.

Таким образом, в пределах Калининградской области РСФСР представлены все три отдела кембрийской системы.

Нижнекембрийские отложения распространены повсеместно и представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Мощность осадков увеличивается с востока на запад, достигая максимальных значений (129 м) в скважинах Ягодной площади. Нижний отдел системы, согласно стратиграфической схеме 1976 года (Решения..., 1978), до сих пор рассматривался лишь в объеме вергальского и раусвеского горизонтов, что соответствовало гегеской и вирбалисской свитам местной схемы разрезов Западной Литвы. Догегеские образования, установленные в Калининградской области в последние годы, выделены в новое стратиграфическое подразделение — **ягодную свиту**, за стратотипический разрез которой принят разрез скважины Ягодная-1, где впервые вскрыты догегеские отложения в интервале 2921—2953 м.

ЯГОДНАЯ СВИТА

Отложения, выделяемые в объеме ягодной свиты — наиболее древние постбалтийские образования рассматриваемой территории, залегающие непосредственно на кристаллическом фундаменте. Вскрыты они глубокими скважинами в северо-западной и центральной частях Калининградской области: Ягодная-1 и 2, Путиловская-1, Рыбачская-1, Исаковская-1, Ушаковская-8, Причалы-1 (рис. 1). Нижняя и верхняя границы свиты литологически ясно выражены и четко отражаются на каротажных диаграммах. Мощность свиты изменяется от 0,3 м (Ушаковская-8) до 34 м (Путиловская-1). Сложена ягодная свита мономинеральными кварцевыми, мелко- и среднезернистыми песчаниками, а в средней части — глинистыми алевролитами. Возраст свиты на данном этапе изученности — по положению в разрезе, характеру распространения и по содержанию в перекрывающих отложениях вергальского комплекса акритарх — предположительно датируется как талсинский.

Отложения гегеской и вирбалисской свит, соответствующие вергальскому и раусвескому горизонтам унифицированной схемы Прибалтики, в Калининградской области, как и в Западной Литве, распространены повсеместно. Как литологическая, так и палеофитологическая характеристики существенно не отличаются от аналогичных в Западной Литве. Следует лишь отметить, что в пределах данной территории мощности свит закономерно увеличиваются с востока на запад; в том же направлении изменяется и фациальный характер пород. Так, если на востоке области разрез свит представлен в основном песчаниками и алевролитами, то на западе больше распространены глубоководные глинисто-алевритовые фации осадков.

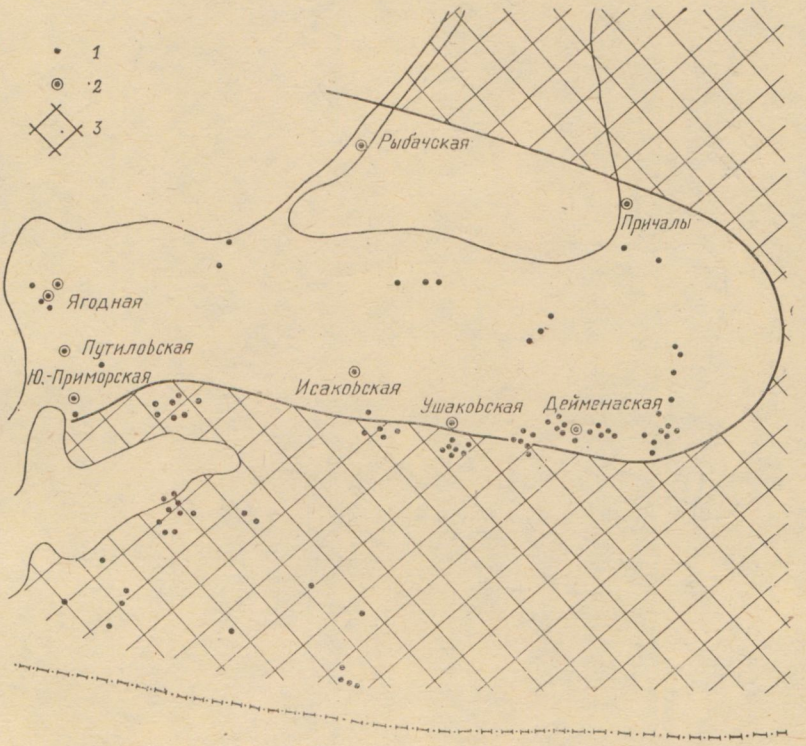


Рис. 1. Схема распространения ягодной свиты.

1 — скважины, 2 — скважины, в разрезах которых встречен комплекс акритарх, 3 — область отсутствия отложений.

Среднекембрийские образования также распространены повсеместно и имеют значительные мощности, местами превышающие общую мощность нижнекембрийских толщ. По стратиграфической схеме Прибалтики 1976 года (Решения..., 1978) в составе среднего кембрия выделены кибартайский горизонт и дейменаский надгоризонт, аналоги которых выявлены и на территории Калининградской области. Однако в западной части Калининградской области было установлено, что выше алнаской свиты дейменаского надгоризонта залегают образования, не имеющие аналогов в унифицированной стратиграфической схеме Прибалтики. Данной обстоятельство стало причиной выделения этих образований в самостоятельную свиту — **веселовскую**. За стратотип принимается разрез скважины Веселовская-8 в интервале отбора 2463,6—2468,4 м.

ВЕСЕЛОВСКАЯ СВИТА

Отложения, выделяемые в составе веселовской свиты, распространены в центральной и западной частях Калининградской области (рис. 2) и несогласно залегают на песчаниках алнаской свиты. Максимальная мощность веселовской свиты не превышает 4,5 м (скв. Веселовская-8). Породы свиты резко отличаются от нижележащих алнаских пород своеобразными линзовидно-слойчатыми текстурами, более темным цветом и достаточно хорошо выделяются на диаграммах каротажа повышенными значениями гамма-активности. Сложена свита линзовидным переслаиванием глинистых, алевро-песчаных и карбонатных разностей. В породах отмечаются также многочисленные разнонаправленные трещины, заполненные белым мелкокристаллическим кальцитом.

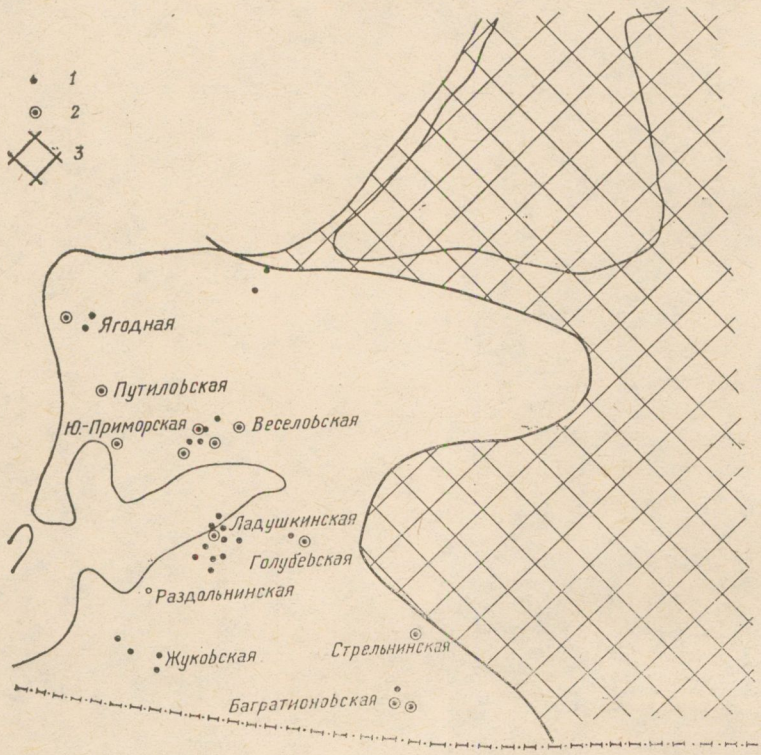


Рис. 2. Схема распространения веселовской свиты.

1 — скважины, 2 — скважины, в разрезах которых встречен комплекс акритарх, 3 — область отсутствия отложений.

Аргиллиты — темно-серые до черных, плотные, тонкослойчатые, алевритистые, гидрослюдисто-каолинитовые. **Алевролиты** — серые, темно-серые, крупно- и мелкозернистые, мономинеральные кварцевые, тонко- и линзовидно-слойчатые, неравномерно глинистые и песчанистые, с глинистым поровым (5—15%) и регенерационным кварцевым (5—10%) цементом. **Песчаники** — серые, темно-серые, буровато-серые, мелко-среднезернистые, мономинеральные кварцевые, тонко- и линзовиднослойчатые, с регенерационным кварцевым (2—10%), глинистым неполно-поровым и порово-базальным (от 5—10 до 40—50%), а также со сгустковым карбонатным (2—7%) цементом. **Известняки и доломиты** — серые, светло-серые, хемогенные, мелко- и крупнокристаллические, участками глинистые. Из органических остатков в породах свиты на данном этапе исследования выявлен своеобразный комплекс акритарх, не имеющий аналогов на территории СССР: *Cymatiosphaera ovillensis* Cramer et Diez, *Eliasium* sp., *Revinotesta mocrospinosa* Vang., *Timofeevia* sp. и др. Возраст такого комплекса и вмещающих его отложений датируется средним кембрием — по сопоставлению с аналогичным комплексом акритарх, установленным в фаунистически охарактеризованных отложениях верхней части среднего кембрия Испании (Cramer, Diez de Cramer, 1972).

Фаунистически охарактеризованные верхнекембрийские отложения на территории Калининградской области распространены не повсеместно, а спорадически. Так, например, они вскрыты глубокими скважинами лишь в западной зоне области (Ладушкинская-1, Веселовская-8 и 5). Отложения эти объединены в **ладушкинскую свиту**.

ЛАДУШКИНСКАЯ СВИТА

Отложения этой свиты имеют резко выраженное фрагментарное распространение и залегают несогласно на среднекембрийских породах веселовской и алнаской свит. Они перекрываются глауконитовыми песчаниками аренигского яруса нижнего ордовика и имеют мощность от 0,2 до 1,65 м. В скважине Ладушкинская-1 (2451,8—2452 м) свита представлена светло-серыми, органогенно-детритовыми песчанистыми, содержащими примесь глауконита известняками и песчаниками, сцементированными известковистым материалом. В скважинах № 5 (2492,35—2494 м) и № 8 (2463—2463,5 м) Веселовской площади ладушкинская свита представлена линзовидным переслаиванием известняков с аргиллитами, алевролитами и песчаниками. При этом терригенные породы находятся, обычно, в подчиненном положении.

Известняки — серые, светло-серые, хемогенные, сильно перекристаллизованные, средне-крупнокристаллические. В них встречаются единичные трудноопределимые обломки брахиопод (?). **Аргиллиты** — темно-серые и буроватые, ожелезненные, алевритистые. **Алевролиты и песчаники** — серые, темно-серые, мономинеральные, кварцевые, преимущественно с глинистым поровым и базально-поровым цементом. В породах ладушкинской свиты, как правило, множество трещин, которые заполнены белым кристаллическим кальцитом. Широко встречаются выделения пирита, халькопирита и галенита.

Возраст исследуемых отложений (позднекембрийский) был установлен по найденным в скв. Ладушкинская-1 (глубина отбора 2451,8—2452 м) брахиоподам *Orucia lenticularis* (Wahlenb.) и по фрагментам трилобита *Homagnostus* sp. (Каплан и др., 1973). Отсюда следует, что ладушкинская свита соответствует трилобитовой зоне *Homagnostus obesus* (Скандинавия), а по данным K. Lendzion (устное сообщение) — соответствует частично и трилобитовой зоне *Parabolina spinulosa*. Таким образом, верхний член кембрийского разреза Калининградской области, имея надежную палеонтологическую характеристику, является важным звеном для понимания палеогеографии самых поздних этапов развития кембрийского осадконакопления, о которых в последние годы появились новые данные по различным районам платформы.

ЛИТЕРАТУРА

Брангулис А. П., Волкова Н. А., Карпицкая Л. А., Розанов А. Ю. К стратиграфии древних толщ Курземского полуострова. — В кн.: Геология кристаллического фундамента и осадочного чехла Прибалтики. Рига, 1975, с. 58—63.

Волкова Н. А. Акритархи и корреляция венда и кембрия западной части Русской платформы. — Советская геология, 1973, № 3, с. 48—62.

Каплан А. А., Андреева О. Н., Чернышева Н. Е., Горянский В. Ю. Первая находка палеонтологически охарактеризованных верхнекембрийских отложений в Южной Прибалтике. — Докл. АН СССР, 1973, **209**, с. 1393—1394.

Менс К. Минералогическая и палеонтологическая характеристика соэлаской свиты. — Изв. АН ЭССР. Геол., 1979, **28**, № 4, с. 125—132.

Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Прибалтики, 1976 г. Л., 1978.

Фридрихсоне А. И. Уточнение подразделения кембрийской системы в Латвии. — В кн.: Региональная геология Прибалтики. Рига, 1974, с. 3—15.

Янкаускас Т., Пости Э. Микропалеонтологическая характеристика стратотипических разрезов нижнего кембрия Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1973, **22**, № 2, с. 143—148.

Cramer, F. H., Diez de Cramer, M. Acritarchs from the Upper Middle Cambrian Oville formation of Leon, Northwestern Spain. — Rev. espan. Micropaleontol., Diciembre, 1972, Numero Extraordinario.

E. Nikašin, [E. Brõzgalova], V. Gorbatšov, V. Desjatkov, G. Šamrai, V. Šehhodanov, A. Tšagajev

UUSI ANDMEID BALTI SÜNEKLIISI KAGUOSA (VENE NFSV, KALININGRADI OBLAST) KAMBRIUMI STRATIGRAAFIAST

Resümee

Kambriumi läbilõige Kaliningradi oblastis on naabruses asuva Leedu NSV läbilõikega võrreldes mõneti täielikum, eriti kesk- ja ülemkambriumi osas. Viimastel aastatel puurimistöödega saadud materjalide analüüs ja nende läbilõigete mikropaleontoloogiline uurimine lubavad siin eraldada uusi stratigraafilisi üksusi ning seega täiendada Lääne-Baltikumi struktuur-fatsiaalse vööndi stratigraafilist skeemi. Niisugusteks settekehadeks on ülemkambriumi kuuluv Laduškini kihistu, mille vanus trilobiitide ja brahhiopoodide fauna põhjal oli küll varem teada, kuid iseseisva kihistuna iseloomustatakse käesolevas töös. Läänepoolsetes läbilõigetes eristub nende all veel Vesselovi kihistu, milles esinev omapärane akritarhide kompleks lubab teda lugeda keskkambriumi kõrgeimate kihtide hulka. Läbilõike alumises osas eraldatakse iseseisev Jagodnõi kihistu, mille ehituses on jälgitav kolmikjaotus ja millele vastavad kihid puuduvad Leedu alal, on aga olemas Põhja-Baltikumis Talsi lademe settekehade näol.

A. Nikashin, J. Bryzgalova, V. Gorbatshjev, V. Desjatkov,
G. Shamrai, V. Shehodanov, A. Tshagajev

NEW DATA ON THE CAMBRIAN STRATIGRAPHY OF THE SOUTH-WESTERN PART OF THE BALTIC SYNECLISE (KALININGRAD DISTRICT)

Summary

The Cambrian (particularly the Middle and Upper Cambrian) is more completely developed in Kaliningrad District than in neighbouring Lithuania. The data obtained through micropaleontological investigations of core material, collected in the last years permit us to distinguish supplementary stratigraphic units. One of these units is the Ladushkino Formation distinguished on the basis of the trilobite-fauna already in previous works, and as an independent formation being characterized in this paper. In the western part of the Cambrian sequence it is underlain by the Veselov Formation with a peculiar assemblage of acritarchs characteristic of the uppermost part of the Middle-Cambrian.

In the lower part of the sequence the Jagodnaya Formation is described, which is missing in Lithuania, but has an equivalent in the Northern East Baltic as the Talsy Stage. The formation can be divided into three parts and is characterized by different associations of acritarchs.

УДК 551.72+551.732(438-17)

В. Беднарчик

К ПРОБЛЕМЕ СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ И НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Самые древние осадочные породы Северной Польши, оставшейся в контуре Балтийской синеклизы, представлены конгломератами, аркозово-кварцевыми песчаниками и аргиллитами, выделенными К. Лендзион в жарновецкую свиту (Lendzion, 1978). К. Лендзион эту свиту понимает как литостратиграфическую единицу, а составляющие ее породы — как осадки, возникшие в береговой зоне бассейна, в котором в процессах седиментации отразилось большое влияние суши. По К. Лендзион (Lendzion, 1976, 1978), возраст жарновецкой свиты определяется вендом и нижним кембрием. Однако, точную границу между вендом и нижним кембрием в разрезах Балтийской синеклизы определить невозможно, так как переход осадков венда в нижний кембрий был постепенным.

Иначе подходит к этому вопросу автор данной статьи. Как самую древнюю единицу в осадочном чехле Северной Польши он выделил смолдзинскую свиту, сложенную, в основном, конгломератом и аркозово-кварцевым песчаником (Bednarczyk, Turnau-Morawska, 1975). Так как К. Лендзион рассматривает название «смолдзинская свита» как синоним жарновецкой свиты, потребуются некоторые разъяснения. По мнению автора, рассматриваемые единицы следует все же понимать как подразделения качественно и количественно разные. По данным К. Лендзион (Lendzion, 1976), полученным по разрезам Смолдзино и Леба-8 (рис. 1, 2), следует, что мощность отложений жарновецкой свиты в скважине Смолдзино достигает 146 метров, а в скважине Леба-8 — 120 метров. Мощность отложений смолдзинской свиты в этих же скважинах, по мнению автора, соответственно, 87,6 и 83,3 м (Bednarczyk, Turnau-Morawska, 1975). Таким образом, становится ясным, что авторы выделенных единиц рассматривают хронологически и литологически разные отрезки реальных профилей. Кроме того, жарновецкая свита, по К. Лендзион (Lendzion, 1976, 1978, 1979), охватывает кроме конгломерата еще и вышележащие аргиллиты, которые, по мнению автора настоящей статьи, представляют собой отдельную литостратиграфическую единицу, названную им клюкоской свитой (Bednarczyk, Turnau-Morawska, 1975).

Расходятся мнения исследователей и по вопросу о генезисе и возрасте этих свит по сравнению с жарновецкой свитой. Так, по М. Турнау-Моравской (Bednarczyk, Turnau-Morawska, 1975), песчано-конгломератовые отложения смолдзинской свиты представляют собой продукт

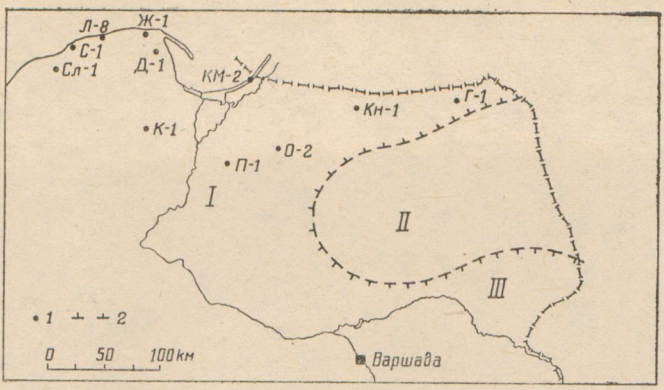


Рис. 1. Местоположение разрезов.

1 — буровые скважины: С-1 — Смолдзино-1, Сл-1 — Слупск-1, Л-8 — Леба-8, Ж-1 — Жарновец-1, Д-1 — Даржлюбе-1, К-1 — Косьцежина-1, П-1 — Прабуты-1, КМ-2 — Крыница Морска-2, О-2 — Ольштын-2, Кн-1 — Кентшин-1, Г-1 — Голдап-1; 2 — граница распространения отложений нижнего кембрия. I—III структуры: I — Балтийская синеклиза, II — Мазурско-Белорусская антиклиналь, III — Подлясская впадина.

механического разрушения пород кристаллического фундамента, транспортированный на небольшие расстояния поверхностными водами. Вероятнее всего, это континентальный осадок. К. Яворовский (Jaworowski, 1979) предполагает, что осадки жарновецкой свиты формировались в среде аллювиальных конусов выноса и, согласно номенклатуре В. Хайна, соответствуют красной континентальной субформации. Однако К. Лыдка (1980) считает, что нижняя часть жарновецкой свиты представлена элювиальными осадками типа реголитов, а верхняя возникла в водной среде. Согласно исследованиям автора настоящей статьи, верхняя часть «жарновецкой свиты», соответствующая клюкоской свите, характеризуется наличием морских седиментационных и биотурбационных текстур. Кроме того, она содержит остатки акритарх, а в самых нижних слоях — даже проблематические слепки раковин гастропод (?). На основе этих фактов аргиллиты клюкоской свиты следует отнести к породам, отложенным в морском бассейне. Так как переход смолдзинских песчаников в клюкоские аргиллиты постепенный и нет никаких следов продолжительного размыва или углового несогласия между рассматриваемыми свитами, то очень трдуно однозначно установить существование перерыва между смолдзинской и клюкоской свитами.

Для освещения этой проблемы были использованы некоторые косвенные данные из соседних скважин, а именно из скважины Косьцежина (рис. 1, 2). В этой скважине в пределах, соответствующих с литологической точки зрения породам вышележащей лебской свиты, были найдены окаменелости, определяющие зону Mobergella. Этот факт позволяет предполагать, что нижние части той же свиты, лежащие непосредственно на клюкоской свите (см. рис. 2), могут быть эквивалентами зоны Mobergella и в скважинах Смолдзино и Леба-8. Такое предположение в какой-то степени подтверждают найденные в скважине Леба-8 на глубине 3150 метров фрагменты *Circotheca* cf. *billingsi* (Sys.), *Indiana* sp., гастропод (?) *Scenella* sp. и трубки *Anabarites* sp. По мнению автора, данные окаменелости могут указывать на существование в этой скважине эквивалентов зоны Mobergella (Bednarczyk,

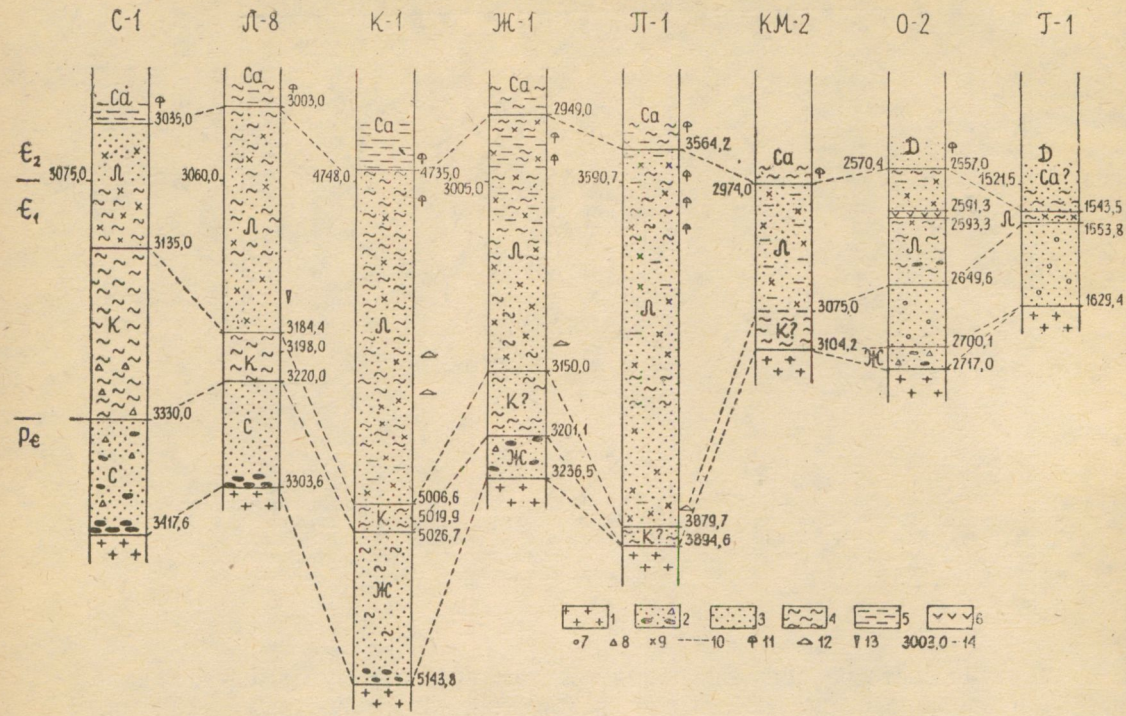


Рис. 2. Литостратиграфическая корреляция верхнекембрийских и нижнекембрийских отложений.

Pє — верхний докембрий, $Є_1$ — нижний кембрий, $Є_2$ — средний кембрий, С — смолдзинская свита, Ж — жарновецкая свита, Л — лебская свита, Са — сербская свита, D — девон. 1 — кристаллические породы, 2 — конгломератово-аркозовые песчаники, 3 — песчаники, 4 — аргиллиты, 5 — алевриты, 6 — интрузия диабаза, 7 — железистые оолиты или гематитовый цемент, 8 — вулканогенный материал, 9 — глауконит, 10 — литостратиграфические границы, 11 — местонахождение трилобитов, 12 — местонахождение мобергелл, 13 — местонахождение циркотек, 14 — глубина разреза, м.

1981), а также зоны Platysolenites. Это значит, что отложения клюкоской формации, которая выступает в подошве лебской формации, более древние и могут соответствовать, по крайней мере, зоне Mobergella. Из анализа мощностей осадков нижнего кембрия следует, что в западной части Балтийской синеклизы эквиваленты зоны Mobergella и более древних зон надо искать прежде всего в скважинах Слупск-1 (360 м), Жарновец-1 (231 м), Даржлюбе-1 (236 м) и Смолдзино-1 (295 м), в которых мощность нижнего кембрия велика (указано в скобках). Мощность же нижнего кембрия в скважине Леба-8 достигает 217 м, а в скважине Косьцежина-1 — 290 м.

Добавочными данными, указывающими на возможность существования отложений, более древних, чем зона Mobergella, являются материалы, полученные при петрографическом и палеогеографическом анализе пород докембрия и нижнего кембрия Северной Европы. К. Лыдка (1980) на основе петрографических исследований и сравнений с породами, вскрытыми бурением на острове Готска Сандён в Балтийском море, высказывает мнение, что нижнюю, самую глубокую часть жарновецкой свиты (смолдзинскую — по терминологии автора) в скважинах Слупск-1, Даржлюбе-1 и Косьцежина-1 можно отнести к иотнию. Такое предположение подтверждают результаты исследований абсолютного возраста отложений, полученные калий-аргоновым методом

(1490—1540 млн. лет). Верхнюю часть жарновецкой свиты (клюкоская свита по терминологии автора), в которой наблюдается пирокластический материал, К. Лыдка приравнивает к славатычской серии нижнего венда Юго-Восточной Польши (Areń, 1978). Однако на основе стратиграфической последовательности отдельных звеньев венда и кембрия и палеогеографического анализа это предположение не подтверждается. Во всяком случае существование пирокластического материала в клюкоской свите должно быть принято во внимание при стратиграфической корреляции. При этом могут оказаться полезными некоторые данные, связанные с чарнийским орогенезом, вулканические излияния которого образовали на территории Уэльса и в центральной Англии мощный комплекс лав и туфов (Brasier et al., 1978). Этот комплекс с небольшим несогласием (угловым и эрозионным) перекрывает породы свиты Гартшилл (Hartshill Formation). Последняя в своей нижней части сложена переслаивающими аркозами, тонкими сланцами и конгломератами с хлоритовым цементом (Park Hill Member), подобными аргиллитам клюкоской свиты. Она содержит вулканический кварц и обломки вулканитов. В этой части разреза впервые была найдена и богатая ихнофауна. Пирокластический материал также содержится в вышележащей части разреза (Tuttle Hill Member), но первые следы трилобитов (Rusophicus, Ichnopodiscus) появляются еще выше — в слоях Джиис Гилл (Jee's Hill Member). Свита Гартшилл на основе фауны типа томмотского яруса, встреченной в ее самых верхних частях (Home Park Member), представляет, по-видимому, самые нижние звенья дотрилобитового (субгольмиевого) кембрия, а в своей подошве — самые верхние звенья венда (Brasier, 1980). Поэтому можно предположить, что благодаря наличию пирокластического материала, корреляция аргиллитов клюкоской свиты с нижними подсвитами свиты Гартшилл достаточно обоснована. Отсюда следует, что перерыв, отделяющий клюкоские аргиллиты от смолдзинских песчаников, охватывает либо всю вендскую систему либо только ее нижнюю часть (рис. 2). Постепенность перехода смолдзинских песчаников в клюкоские аргиллиты и появление в кембрии глауконитово-фосфоритовой фации противоречит включению клюкоской свиты в кембрийскую систему (в стратотипических разрезах клюкоской свиты глауконит не обнаружен) (Bednarczyk, Turnau-Morawska, 1975). С другой стороны, найденные автором в подошве клюкоской свиты слепки раковин моллюсков, — *Scenella* (?) или *Helcionella* (?) — позволяют включить всю данную свиту в кембрий. Таким образом, вопрос о возрасте рассматриваемых пород все же остается дискуссионным. В то же время нельзя не согласиться с тем, что породы жарновецкой свиты генетически неоднородны. Поэтому автору настоящей статьи кажется целесообразным оставить название жарновецкой серии только для ее нижней части (тогда название «смолдзинская свита» становится лишним синонимом). Для верхней же части следует применять наименование «клюкоская свита».

По мнению автора, остальные подразделения нижнего кембрия следует определить в литостратиграфической схеме как лебскую формацию (Bednarczyk, Turnau-Morawska, 1975). Примененные К. Лендзион (Lendzion, 1976, 1978, 1979) наименования единиц — мазовецкая, завишинская, каплоносская, радзыньская свиты — не отвечают требованиям, предъявляемым литостратиграфическим подразделениям. Литологические характеристики этих свит не дают четких критериев для их практического разделения в разрезе. Кроме того, любая из упомянутых единиц соответствует биозоне: мазовецкая свита — зоне

Platysolenites, завишинская — зоне Mobergella, а радзыньская и каплоносская свиты — зонам Holmia и Protolenus (Lendzion, 1978). Таким образом, эти свиты являются квази-биостратиграфическими подразделениями, и из-за неравномерного распространения окаменелостей в реальных разрезах нижнего кембрия границы между свитами являются иногда гипотетическими. На это указывают следующие примеры: в скважине Жарновец зона Mobergella определена в границах 3115—3221 м, а раковины *Mobergella* найдены только в интервале 3120—3127 м; в профиле скважины Косьцежина зона Mobergella равна отрезку 4883,4—4976,4 м, однако виды этого рода были обнаружены на глубине 4901,9—4924,2 м. Только в скважине Прабуты раковины Mobergella встречаются по всей зоне (3864,2—3894,5 м), но в этом случае разрез сокращен, а осадки зоны Mobergella едва достигают 30 метров мощности, залегая при этом непосредственно на кристаллических породах докембрия.

Аналогично зоне Mobergella палеонтологически обоснованы зоны Holmia и Protolenus. Последняя зона палеонтологически определена только в скважине Прабуты (Lendzion, 1978). Зона Holmia в большинстве случаев была определена на основе характерных групп окаменелостей, и только в отдельных случаях — на основе индексных видов трилобитов (Lendzion, 1976; Арень и др., 1979).

Нижняя часть лебской формации (свиты), согласно определению выделивших ее авторов (Bednarczyk, Turnau-Morawska, 1975), построена из песчаника, содержащего кварц и глауконит и имеющего фосфоритовые конкреции. Верхняя часть состоит из аргиллита, также кварцево-глауконитового, но со скоплениями карбонатов. Такая двучленность строения отмечена только в крайней северо-западной части Балтийской синеклизы (Bednarczyk, Turnau-Morawska, 1975). На остальной территории она не наблюдается.

Общим признаком пород лебской свиты может быть глауконит. Он присутствует в породах в виде аутигенных зерен, а также в виде инкрустаций и цемента. Песчано-глауконитовые толщи лебской свиты достигают минимума на востоке окрестностей города Голдап (рис. 1). Заслуживает внимания и появление песчано-аргиллитовых осадков с железистыми оолитами и гематитовым цементом в восточной части Балтийской синеклизы (Арень и др., 1979). По нашему мнению, комплекс этих пород должен быть формально выделен как отдельная литостратиграфическая единица.

Лебская формация (свита), по мнению автора, охватывает, кроме упомянутых выше зон, еще и породы среднего кембрия — отложения субзоны Paradoxides insularis (Bednarczyk, Przybylowicz, 1980). Таким образом, эта свита является очень крупной литостратиграфической единицей и стремление подразделить ее на более мелкие единицы можно понять. Однако, по мнению автора, в настоящее время это пока нельзя сделать с достаточной обоснованностью.

В заключение отметим встречающиеся в Северной Польше значительные колебания мощностей нижнего кембрия (прежде всего в интервалах, соответствующих зоне Protolenus). Эти колебания связаны с поверхностями размыва, зафиксированными в пограничных слоях нижнего и среднего кембрия (Lendzion, 1976; Stolarczyk, 1979). Поэтому здесь не исключено наличие перерывов, аналогичных перерывам седиментации конца нижнего кембрия в Скандинавии (Bergström, 1980).

ЛИТЕРАТУРА

Арень Б., Брангулис А. П., Волкова Н. А., Лендзион К., Менс К. А., Михняк Р., Пашкевичене Л. Т., Пиррус Э. А., Розанов А. Ю., Янкаускас Т. В. Балтийская синеклиза. — В кн.: Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. М., 1979, с. 42—68.

Лыдка К. Литологическая характеристика верхнего докембрия и нижнего кембрия Балтийской синеклизы. — В кн.: Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М., 1980, с. 71—78.

Areń, B. Lubelski sklon platformy. — W: Borys Areń, Kazimiera Lendzion. Charakterystyka stratygraficzno-litologiczna wendu i kambru dolnego. — Prace Inst. Geol. 1978, **90**, Warszawa, s. 18—23.

Bednarczyk, W. Prekambr i kambr wyniesiena Łeby (NW Polska). — Acta Geol. Pol., 1972, **22**, N 4, Warszawa, s. 685—709.

Bednarczyk, W. Biostratigraphy of the Cambrian deposits in the Łeba area. — Acta Geol. Pol., 1984, **34**, No 1—2, Warszawa, s. 95—109.

Bednarczyk, W., Przybyłowicz, T. On development of Middle Cambrian sediments in the Gdańsk Bay area. — Acta Geol. Pol., 1980, **30**, N 4, Warszawa.

Bergström, J. Caledonian margin of the Fennoskandian shield during the Cambrian. — Dept. of Geol. Sci. Virginia Polytechnic Inst. and State Univ. Mem., **2**, 1980.

Brasier, M. D., Hewitt, R. A., Brasier, C. J. On the Late Precambrian-Early Cambrian Hartshill Formation of Warwickshire. — Geol. Mag., 1978, p. 115.

Brasier, M. D. The Lower Cambrian transgression and clauconite-phosphate facies in western Europe. — J. Geol. Soc., 1980, **137**, N 6.

Jaworowski, K. Cambrian marine transgression in Northern Poland. — Prace Inst. Geol., **94**, Warszawa, 1979.

Lendzion, K. Eokambr i kambr w otworze Żarnowiec IG-I. — Przegl. Geol., 1970, **18**, N 7, Warszawa, s. 343—344.

Lendzion, K. Stratygrafia kambru zachodniej szęści synekliży perybałtycekiej. — Biul. Inst. Geol., 1976, **270**, Warszawa, s. 59—76.

Lendzion, K. Synekliza perybaltycka. W: Borys Areń, Kazimiera Lendzion. Charakterystyka stratygraficzno-litologiczna wendu i kambru dolnego. — Prace Inst. Geol., 1978, **90**, Warszawa, s. 7—13.

W. Bednarczyk

BALTI SÜNEKLIISI LÄÄNEOSA HILISE EELKAMBRIUMI JA KAMBRIUMI SETETE STRATIGRAAFIAST

Resümee

Esitatakse autori seisukohad Põhja-Poola alale jääva Balti sünekliisi vanimate settekivimite stratigraafilise liigestuse ja korrelatsiooni kohta. Näidatakse, et K. Lendzioni jt. Poola geoloogide poolt kasutatav Zarnowiecka kihistu on liigestatav kaheks allüksuseks — Smoldzini ja Kljuko kihistuks. Esimene neist on kontinentaalsetes tingimustes vooluvee poolt ümberpaigutatud aluskorra eluviaalne materjal, teises kihistus ilmnevad aga juba meresetetele iseloomulikud tekstuurid ja mereliste fossiilide (?) säilmed. Ka on Kljuko kihistus täheldatav vulkaanilise materjali lisand, mis on seostatav Charny orogeneesi vulkanismiilmingutega Inglismaal. Vaatamata mitmesugustele tõlgendusvõimalustele Smoldzini ja Kljuko kihistu vanuse osas, on faktiline materjal nende kohta veel vastuoluline ja tänaseni diskuteeritav.

Soovitatakse kogu ülajäänud alamkambriumi ja keskkambriumi jaoks kasutada üht litostratigraafilist üksust — Leba formatsiooni (kihistut), sest siin varem eraldatud Masovetski, Zavišini, Kaplonosi ja Radzini kihistul ei ole autori arvates selgelt väljendunud litoloogilisi eristamiskriteeriume ja nad on eraldatud peamiselt paleontoloogiliste tunnuste põhjal.

W. Bednarczyk

ON THE STRATIGRAPHY OF THE LATE PRECAMBRIAN AND CAMBRIAN DEPOSITS IN THE SOUTH-WESTERN PART OF THE BALTIC SYNECLISE

Summary

The paper presents conceptions of the stratigraphical division and correlation of the oldest sedimentary rocks of the Baltic Syneclise, distributed in North Poland. It is shown, that the Zarnoviec Series, recommended by K. Lendzion and other Polish geologists, can be now divided into Smoldzino and Kluki Formations. The first of them consists of eluvial basement material, accumulated in a continental environment and transported by current water. In the Kluki Formation the structure characteristic of marine deposits and the remains of marine fossils appear. There has been noticed an admixture of volcanic material too, connected with the volcanism of Charny orogenesis in England. The existing data about the age of Smoldzino and Kluki Formations is still contradictory and the problem has remained unsolved up to now.

A proposal is made to use for the remaining Lower and Middle Cambrian one single lithostratigraphical unit — the Lebsko Formation — which would replace the Masowsze, Zawiszyn, Kaplonosy and Radzyn Formations, being established previously in accordance with the paleontological data, and having no sufficient lithological criteria for separation.

УДК 551.72+551.732(438—11+477—15)

С. Орловский

К ВОПРОСУ О ВЗАИМОСВЯЗИ МЕЖДУ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕМ И РАЗВИТИЕМ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА В БАССЕЙНАХ ВЕНДА И КЕМБРИЯ НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В зоне содержания геосинклинальных и платформенных режимов в пределах Польского сектора западной окраины Восточно-Европейской платформы в венде и кембрии образовался обширный морской бассейн, в котором происходило интенсивное осадконакопление кластических пород.

В Южной Польше отложения венда залегают несогласно на отложениях различной степени метаморфизма, относимых к рифею. В этом районе в составе венда можно выделить два седиментационных цикла, начинающихся конгломератами, которые вверх по разрезу сменяются песчаниками, вакками и сланцами. Отложения эти имеют большую мощность. Образовались они, главным образом, в морском бассейне с непостоянным седиментационным режимом. Зоны осадконакопления периодически подвергались поднятию как в венде, так и в более поздних периодах, что привело к местной эрозии, а также к изменению цвета обнажающихся пород. На границе венда и кембрия — во время малопольской фазы — отложения были либо подняты, либо смяты в складки (Pozaryski, Tomczyk, 1969; и др.).

Седиментационный цикл кембрия **Свентокшиских Гор** является продолжением седиментации венда. Причем, по сравнению с бассейном венда, кембрийский бассейн переместился к северу и был ограничен с востока краем Восточно-Европейской платформы, а на юге — Малопольским массивом, который только время от времени покрывался морем нижнего кембрия (Orlowski, 1975b).

Отложения кембрия Свентокшиских Гор представлены терригенными породами мощностью 2700—3400 м (Orlowski, 1975b, 1981). Образовались они в относительно неглубоком бассейне с подвижным дном. Породы изменчивы по литологии и содержат обильные седиментационные структуры органического и неорганического происхождения как внутри слоев, так и на их поверхности. Во время крупной орогенетической фазы после нижнего тремадока (сандомирская фаза) эти отложения были впервые смяты в складки.

В Люблинском регионе верхний венд лежит трансгрессивно — либо на кристаллическом фундаменте, либо на конгломератах, песчаниках и базальтах, относимых к нижнему венду. В конце венда наступила стабилизация осадконакопления, что проявилось в постепенном пере-

ходе венда в кембрий (Areń, Lendzion, 1978; Areń jt., 1979). Отложения нижнего и среднего кембрия представлены разнообразным набором терригенных пород, и являются образованиями мелкого шельфового бассейна.

Венд западной окраины **Украинского щита** близок по характеру венду Люблинского региона. И здесь на кристаллическом фундаменте залегают осадочные породы, переслаивающиеся покровами базальтов и относящиеся к нижнему венду. В верхнем венде после трансгрессии моря наступила стабилизация морского бассейна, в котором образовались обломочные породы разного литологического состава. Такой же бассейн существовал и в кембрии, а соответствующие отложения имеют тот же терригенный состав. Однако наблюдаются и несогласия в осадконакоплении, проявляющиеся в конгломератах, эрозионных поверхностях и перерывах. И все же, осадконакопление продолжалось в течение почти всего раннего кембрия. С началом зоны намечается постепенное отмирание бассейна, что отразилось в смене его литологии и фауны. Мелкий бассейн сохранился кое-где до начала среднего кембрия. В то время образовались мелководные песчаники, свидетельствующие о близости суши.

Органические остатки в вендских и кембрийских бассейнах рассмотренных районов распределены очень неравномерно. Вендские отложения вообще бедны ими. В пределах же Польши эти остатки недостаточно изучены.

Кембрийские отложения **Свентокшиских Гор** содержат многочисленные следы жизнедеятельности организмов, а также обильные и разнообразные ископаемые — трилобиты, брахиоподы, моллюски, черви и пр. Однако эти ископаемые распределены весьма неравномерно и иногда обнаружены в виде единичных находок в толщах, имеющих большию мощность. Они чаще встречаются в песчаниках, чем в сланцах. Обилие ископаемых позволило расчленить отложения кембрия на биостратиграфические зоны (Samsonowicz, 1959a, b; Orlowski, 1964, 1968, 1974, 1975a; Tomczykowa, 1968).

Отложения, образовавшиеся в дотрилобитовом кембрии, бедны органическими остатками. Они имеют довольно большую мощность, но плохо обнажены. В них найдены: *Sabellidites*, *Platysolenites*, *Coleoloides* и другие ископаемые, типичные для низов кембрия (Michniak, Rozánow, 1969; Zakowa, Jagielska, 1970). Определить точные границы биостратиграфических зон здесь практически очень трудно.

В трилобитовом кембрии ископаемые встречаются гораздо чаще и проявляют большое сходство с фауной Скандинавии, хотя имеется много эндемиков. С кембрийского бассейна Свентокшиских Гор трилобиты мигрировали в эпиконтинентальные моря западной окраины Восточно-Европейской платформы и Верхнесилезского массива.

В Люблинском регионе низы кембрия хорошо обоснованы ископаемыми. Здесь выделяются две биостратиграфические зоны: Sabellidites и Platysolenites. Залегающая выше зона Mobergella зафиксирована в Подлясской впадине. Еще выше появляются трилобиты. В зоне Holmia трилобиты обильны и среди них много руководящих видов. Зона Protolenus не содержит руководящих видов трилобитов. Вверх по разрезу трилобиты не так многочисленны, но последние виды встречаются еще в низах среднего кембрия.

Низы кембрия **Украины** известны обилием ископаемых, на основании которых выделены зоны Sabellidites, Platysolenites и Volborthella. Трилобиты зоны Volborthella свидетельствуют о том, что зона эта является эквивалентом зоны Holmia. Очень редкие находки три-

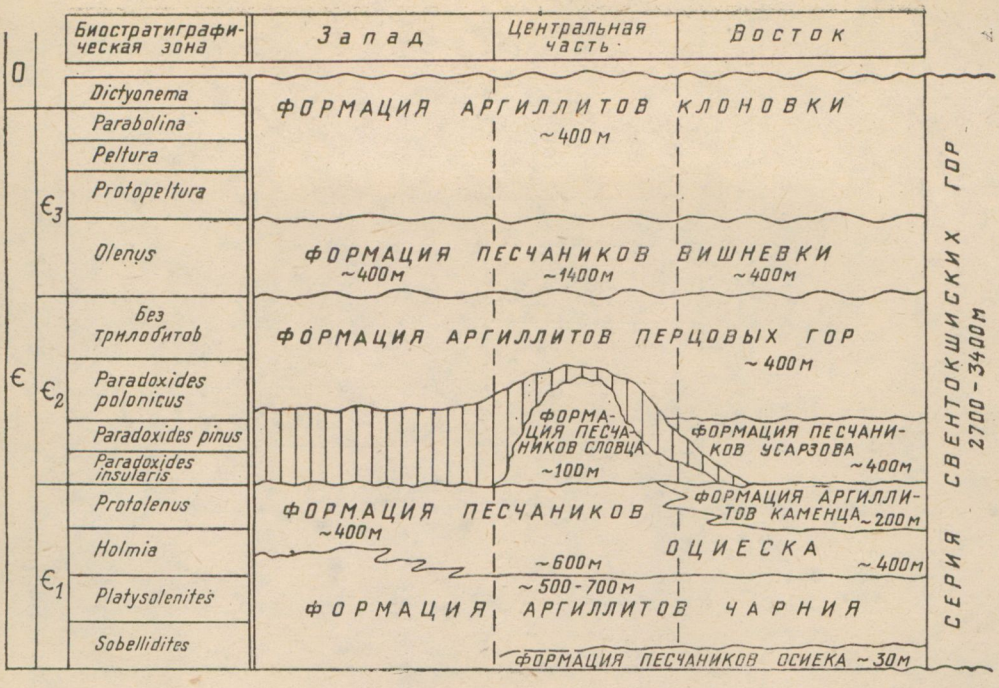


Рис. 1. Стратиграфические подразделения кембрия Свентокшиских гор (*по С. Орловскому и В. Ковальскому*).

лобитов отличают кембрий этого региона от кембрия Люблинского региона. Стратиграфическое значение имеют роды *Wolynaspis* и *Schmidtiellus*. Средний кембрий не имеет здесь достоверной палеонтологической документации.

Из представленных выше материалов следует, что в Южной Польше разрез венда более полный, чем на других участках западной окраины Восточно-Европейской платформы. Однако палеонтологическая документация геосинклинального венда скудна, и это не позволяет выявить его взаимоотношения с более полными платформенными разрезами венда в районе Московской синеклизы. Возможно, вендские образования накапливались на юге Польши с большой интенсивностью, что не содействовало развитию здесь органического мира. В то же время верхний венд западной окраины Восточно-Европейской платформы в Люблинском регионе на западе Украины отличался горизонтальным залеганием пород, а также наличием ископаемых (главным образом — остатков водорослей и акритарх).

Такая же закономерность сохраняется и в самом нижнем дотрилобитовом кембрии. В Свентокшиской геосинклинали дотрилобитовый кембрий характеризуется очень большой мощностью, отложения сильно дислоцированы, а органические остатки сравнительно редки. На платформе отложения дотрилобитового кембрия лежат горизонтально, содержат множество перерывов и имеют малую мощность. Органические остатки здесь более обильны и часто очень хорошо захоронены. На их основании выделяются две (Sabellidites, Platysolenites) либо три (Sabellidites, Platysolenites, Mobergella) биостратиграфические зоны.

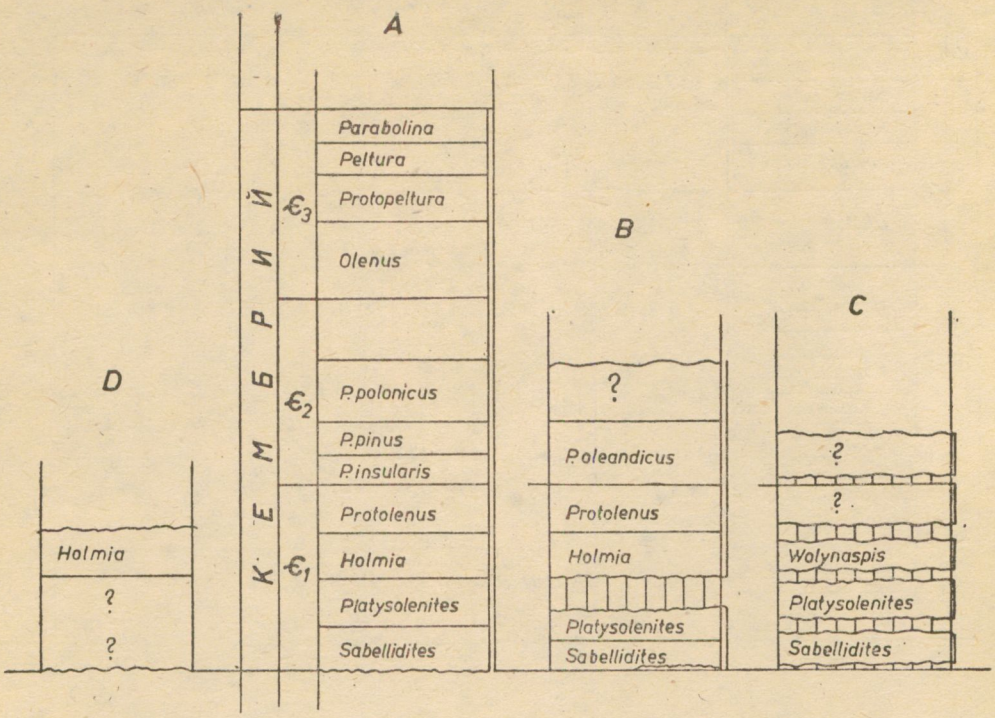


Рис. 2. Корреляция и биостратиграфическое расчленение кембрия в южном секторе западной окраины Восточно-Европейской платформы.

A — Свентокшиские горы (*Orlowski, 1975b, 1981*); B — Любельская область (*Lendzion, 1979*); C — Украина (*Кирьянов, 1972*); D — Верхняя Силезия (*Orlowski, 1975a*).

Представленные соотношения изменяются совместно с появлением трилобитов. В Свентокшиском бассейне на протяжении всего вышележащего кембрия господствовали благоприятные условия для развития трилобитов. Обнаружено большое число руководящих видов, позволивших выделить и обосновать биостратиграфические зоны. Трилобиты распространены также в эпиконтинентальных морях, омывающих западную окраину платформы, но здесь они встречаются реже. Их число уменьшается, по-видимому, в направлении к берегу.

На основании приведенных материалов можно сказать, что в околоплатформенных бассейнах, имеющих геосинклинальный характер (Свентокшиские Горы, Южная Польша), полные разрезы и большие мощности отложений характеризуются обильными фоссилиями только начиная с появлением трилобитов. До этого органические остатки в них представлены весьма слабо. В эпиконтинентальных же бассейнах платформы, напротив, — и вендские, и самые ранние кембрийские образования могут быть расчленены на биостратиграфические зоны по органическим остаткам. После появления трилобитов, последние, хотя и приобретают большое значение для корреляции, не становятся главенствующими окаменелостями в стратиграфической практике. Следовательно, конкретные режимы осадконакопления оказали существенное влияние на развитие органического мира в этих бассейнах.

ЛИТЕРАТУРА

Areń, B., Lendzion, K. Charakterystyka stratygraficzno-litologiczna wendu i kambru dolnego. — Prace Inst. Geol., 1978, **90**, Warszawa, s. 7—42.
Areń, B., Jaworowski, K., Juskowiakowa, M., Lendzion, K., Wichrowska, M. The Vendian and Lower-Cambrian in the Polish part of the East-European Platform. — Biul. IG, 1979, **318**, Warszawa, s. 43—57.
Michniak, R., Rozanow, A. Y. Nowe dane o najniższym dolnym kambrze Gór Świętokrzyskich. — Przegląd Geol., 1969, **11**, Warszawa, s. 627—628.
Orłowski, S. Kambr środkowy i jego fauna we wschodniej sześci Gór Świętokrzyskich. — Studia Geol. Pol., 1964, **16**, Warszawa, s. 6—94.
Orłowski, S. Upper Cambrian fauna of the Holy Cross Mts. — Acta Geol. Pol., 1968, **18**, No 2, Warszawa, s. 257—291.
Orłowski, S. Lower Cambrian biostratigraphy in the Holy Cross Mts., based on the trilobite family Olenellidae. — Acta Geol. Pol., 1974, **24**, No 1, Warszawa, s. 1—16.
Orłowski, S. Lower Cambrian trilobites from Upper Silesia (Goczalkowice borehole). — Acta Geol. Pol., 1975a, **25**, No 3, Warszawa, s. 377—383.
Orłowski, S. Jednostki litostratygraficzne kambru i górnego prekambru Gór Świętokrzyskich. — Acta Geol. Pol., 1975b, **25**, No 3, Warszawa, s. 431—448.
Orłowski, S. Stratygrafia kambru Gór Świętokrzyskich. — Przewodnik 53-go Zjazdu PT Geol., 1981, Warszawa, s. 19—27.
Pożaryski, W., Tomczyk, H. Schemat pionowego podzialu tektonicznego Polski. — Biul. IG, 1969, **236**, Warszawa, s. 5—25.
Samsonowicz, J. On the Holmia-fauna in the Cambrian of the anticlinorium of Klimontów. — Bull. Ac. Pol. Sc., 1959a, ser. Géol. Géogr. Chim. 6/6, Varsovie, p. 447—452.
Samsonowicz, J. On Strenuaeva from Lower Cambrian in Klimontów anticlinorium. — Bull. Ac. Pol., Sc., 1959b, Ser. Geol. Geogr. Chim., 7/7, Varsovie, p. 521—524.
Tomczykowa, E. Stratygrafia osadów najwyższego kambru w Górach Świętokrzyskich. — Prace Inst. Geol., 1968, **54**, Warszawa, s. 5—60.
Żakowa, H., Jagielska, L. Najstarsze skamieniałości dolnego kambru Gór Świętokrzyskich. — Kwartalnik Geol., 1970, 14/1, Warszawa, s. 9—26.

S. Orlowski

SETTEKUHJUMISE JA ELUSTIKU ARENGU SEOSEST IDA-EUROOPA PLATVORMI LÄÄNEALA VENDI JA KAMBRIUMI BASSEINIDES

Resümee

Esitatakse andmed Lõuna-Poola, Püharistimägede, Lublini piirkonna ja Lääne-Ukraina vendi ja kambriumi läbilõigete kohta ning hinnatakse nende liigestamisvõimalusi faunafossiilide põhjal. Märgitakse, et suurte settimiskiirustega ja võrdlemisi täieliku läbilõikega Püharistimägede geosünklinaalse režiimiga alal sisaldavad kambriumi vanimad kihid faunakivistisi väga vähe ja juhuslikult, alates trilobiitide ilmumisest viimaseid aga väga rohkesti, millele tugineb ka liigestuse biostratigraafiline tsonaalsus. Platvormi äärealade epikontinentaalsetes basseinides on pilt peaaegu vastupidine: vendi ja trilobiitide-eelse kambriumi kihid on iseloomustatavad biostratigraafiliste leidude alusel, trilobiitide ilmumine ei too kaasa Püharistimägedes täheldatavat murrangut — nende organismide leiud jäävad vähesteks ja juhuslikeks ning kaovad rannajoonele lähenedes hoopis. See asjaolu seletub erinevate settimisrežiimide olulise mõjuga elustiku arengule selleaegsetes basseinides.

S. Orlowski

THE RELATION BETWEEN THE DEVELOPMENT OF THE ORGANIC WORLD AND SEDIMENTATION IN THE VENDIAN AND CAMBRIAN BASINS OF THE WESTERN PART OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM

Summary

The article presents a comparison of materials on the Vendian and Cambrian sequences of geosynclinal (the Holy Cross Mts.) and epicratonic (Southern and Eastern Poland, Western Ukraine) sedimentation.

The geosynclinal Cambrian deposits of the Holy Cross Mts. are characterized by a sedimentary succession, with a considerably large thickness and good palaeontological documentation. Only the oldest Cambrian strata, the so-called Pre-trilobite Beds contain fossils extremly sparsely. Biostratigraphical subdivision of the rest of the Cambrian sequence is based on the succession of trilobites allowing to determine the most of the known zone and sometimes also subzones.

Typical to the Cambrian sequence in the epicratonic basins on the south-western margin of the platform is its fragmentary and relatively small thickness. Unlike the geosynclinal sequence the uppermost part of the Vendian and Pre-trilobite Beds of the Cambrian contain abundant and variegated fossils. Thus the subdivisions are based on palaeontological evidence. Beginning with the trilobite-bearing beds fossils occur rarely and locally, whereas in the shallow-water facies they are entirely lacking.

The traceable difference between the distribution of fossils within the area studied is connected with differences of environmental conditions in the geosynclinal and epicratonic basins.

УДК 551.31 : 551.35 : 551.72+551.73(474+438)

Э. Пиррус

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЛИТОГЕНЕЗА ВЕНДСКИХ И КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАЛТИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ И ЕЕ БЛИЖАЙШЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

В настоящем сборнике излагаются очередные итоги работы, проведенной в ходе советско-польского сотрудничества, по проблеме границы кембрия и докембрия на западной окраине Восточно-Европейской платформы. Полученные результаты позволяют оценить вендо-кембрийский литогенез этого важного региона в целом, что может заинтересовать специалистов, занимающихся общими проблемами развития осадконакопления на Земле. Ниже мы постараемся изложить наиболее важные положения проведенных исследований.

Во-первых, как для венда, так и для кембрия намечается почти полная стерильность изучаемого разреза относительно седиментационного карбонатонакопления. Последнее наблюдается в ограниченных масштабах только на уровне среднего и верхнего кембрия, и то, в основном, — лишь в зоне перехода платформенной структуры к предгеосинклинальному прогибу в районе Северо-Западной Польши (см. статьи К. Яворовского и К. Лендзион в данном сборнике). Все другие карбонатопроявления в разрезе обусловлены либо вторичной доломитовой цементацией порового пространства песчано-алевритовых пород (Пиррус, 1977), либо образованием диагенетических конкреций сидерита (Areń, Lendzion, Pirrus, 1981; Пиррус, 1981) и никакого отношения к первичному карбонатонакоплению в бассейнах не имеют. Следовательно, в течение позднего венда, а также раннего и среднего кембрия в пределах Восточно-Европейской платформы имело место терригенное осадконакопление чистой линии, что четко указывает на преобладание гумидных климатических условий в пределах этой обширной структуры осадконакопления. О гумидных условиях — как в пределах седиментационных бассейнов, так и на окружающих участках суши — свидетельствуют и многие минеральные образования (накопление оолитовых руд железа и глауконита, широкое развитие бескарбонатной красноцветности в обрамляющих субконтинентальных формациях и в слаборедуцированных осадках зоны седиментации и др.). Следовательно, в климатическом аспекте данная область имела несколько обособленное положение, по сравнению с другими хорошо известными регионами поздневендского и раннекембрийского осадконакопления.

Во-вторых, хочется подчеркнуть различную степень дифференциации осадочного материала по размеру частиц в бассейнах венда и кембрия. В то время как в вендских толщах наблюдается богатый

Распределение суммарных объемов различных типов пород в разрезе венда и кембрия Северной Прибалтики.

набор терригенных отложений — от слабоотсортированных микстолитов до высокодисперсных глинистых образований, часто сочетающихся в разрезе в виде контрастного переслаивания — в кембрийских толщах явно преобладают алевролиты, а в фракционном смысле — крупноалевритовая фракция зерен (0,05—0,1 мм). Хорошо демонстрируется это на материалах Северной Прибалтики, по которым проведены соответствующие расчеты и составлены диаграммы (рисунок). При этом следует отметить, что балтийская серия нижнего кембрия больше тяготеет к вендским образованиям — в ее составе также часто резко контрастируют дисперсные глины и довольно грубозернистые пропласты песчаников (лонтоваская свита Прибалтики). В вышележащих кембрийских отложениях наблюдается сочетание глин только с алевритовыми породами или — в крайнем случае — с тонкозернистыми песчаниками. На наш взгляд, такая ассоциация пород объясняется тем, что к концу балтийского этапа осадконакопления на данной территории надежно перекрывались все выходы пород кристаллического фундамента — основного поставщика неуравновешенного грубообломочного материала, а также тем, что к этому времени здесь стихли и тектонические движения, которые могли возобновлять такие области сноса. В такой обстановке главным фактором формирования состава отложений стала морская сортировка кластогенного материала, приведшая в условиях неглубоких шельфовых морей к накоплению преимущественно алевритового материала.

В-третьих, в свете вышеизложенного, видим, что существенно отличались и основные фациальные обстановки осадконакопления в вендское и кембрийское время. Из представленных в сборнике материалов (см. статьи К. Менс и Э. Пирруса, А. Брангулиса и др., К. Яворовского, Б. Ареня) следует, что для пород вендского или, по крайней мере, предполагаемого вендского возраста характерно широкое распространение континентальных или субконтинентальных фаций, в частности — фаций аллювиальных конусов выноса, которые полностью отсутствуют в кембрийских отложениях. В последних континентальные обстановки фиксируются лишь при наличии перерывов в седиментации, которые нередко маркируются небольшими проявлениями профилей выветривания (Прибалтика, Белоруссия). Даже сугубо литоральные образования встречаются в кембрийских отложениях редко. Такие, например: наиболее западная зона песчаников лонтоваского горизонта в Эстонии (Кала и др., 1980) и базальный фосфатизированный конгломерат люкатиской свиты в Эстонии (Менс, Пиррус, 1975 и др.). Все это свидетельствует о том, что к кембрийскому этапу в данном регионе установились вполне нормальные условия терригенного осадконакопления, при которых отложения зон, находящихся выше мелкого шельфа, имели очень малые шансы на сохранение в геологических разрезах.

Чем же тогда объяснить широкое распространение таких фаций в вендских разрезах? Нам кажется, что ответ здесь ясен — в это время мористый режим данного региона не главенствовал, а был эпизодическим и невыдержанным. В то же время, большие массы продуктов выветривания кристаллического основания, разрыхленные во время длительного предвендского континентального перерыва, должны были оставить существенный след в разрезе фиксации: они не могли исчезнуть полностью. Поэтому все агенты их транспортировки — как временные, так и бассейновые — накопили эти продукты в углублениях, сглаживая неровности денудационного рельефа. Ограниченная во времени живая сила этих агентов (по сравнению с медленно трансгрес-

сирующим морем) и большие исходные массы рыхлого седиментационного материала не благоприятствовали сортировке последнего, ввиду чего в данной части разреза и сохранились слабообработанные геологические образования субконтинентальных фаций, которые мы видим в настоящее время.

С этим положением хорошо согласуется и четвертая специфическая особенность разреза — стратифицированность многих аутигенных минералов, индикаторных для фаций. Материал настоящего сборника еще раз убеждает нас в том, что такие индикаторные минералы нормально-морских обстановок как фосфаты и глауконит, появляются в разрезе только начиная с подошвы балтийской серии, то убывая, то прибывая на отдельных уровнях. Все находки этих минералов ниже данного уровня сомнительны или малохарактерны для данных пород. Интересно отметить, что эти закономерности выдерживаются даже в разрезах с кажущейся постепенностью перехода от венда к кембрию — например, на юго-западе Белоруссии (см. статью В. Я. Бессоновой в данном сборнике). Нечто аналогичное происходит и с пиритом. Как продукты сульфатредукции в нормально-морских условиях, разнообразные формы сульфидов характеризуют, в основном, кембрийские отложения; в венде его проявления редки или узко специфичны (ассоциация с сидеритом в глинах котлинской свиты). При этом, кроме чисто качественной характеристики, различные морфологические формы аутигенных минералов имеют склонность к приурочению к определенным стратонам и фациям, что дает исследователям вспомогательный материал для решения проблем стратиграфии и фациального анализа. Эти закономерности в настоящее время наиболее изучены в Северной Прибалтике (Пиррус, 1981), где наличие обнажений и большая густота скважин создают условия для соответствующих наблюдений. Отдельные узко стратифицированные проявления аутигенной минерализации — например бурые оолитовые руды железа — имеют прямое маркирующее значение, площадь действия которого может быть существенно расширена выявлением закономерных минеральных ассоциаций по латерали (см. статью Э. Пирруса в данном сборнике). Такое же значение могут иметь специфические шамозитопроявления в регрессивной части вендского разреза (Пиррус, 1973), а также некоторые другие аутигенные минералопроявления.

Пятой особенностью литогенеза в данном регионе является появление биогенного фактора в осадконакоплении, начиная с подошвы кембрия. В какой-то степени и в этом отражается фациальный аспект: кембрийские отложения представлены «вжитыми» к этому времени нормально-морскими фациями, в то время как в вендских отложениях мористость выражена слабее или вообще является сомнительной. Однако отсутствие заметного влияния биогенного фактора даже в самых глубоководных, явно бассейновых отложениях венда говорит и об эволюционном аспекте — появление скелетообразующих организмов сопровождалось также сильной вспышкой мягкотелой илороющей фауны, которая быстро охватывала все пригодные для обитания пространства бассейна. Действительно, уже начиная с подошвы балтийской серии, мы встречаем в данном разрезе массу следов действия илороющих организмов — сперва в виде каналов, заполненных алевритовым материалом, а выше, в более глинистых фациях — в виде пиритизированных слизистых покрытий стенок ходов передвижения примитивных червеобразных. На многих уровнях, например в породах с текстурой «кракстен», биотурбация осадка приобрела решающее значение при окончательном формировании текстур осажденного материала. Можно

предположить, что район Балтийской синеклизы был несколько аномальным — по интенсивности биогенного фактора в терригенных отложениях. Во всяком случае, в более молодых геологических образованиях аналогичных фаций со столь богатым набором следов жизнедеятельности организмов гораздо меньше. Весьма существенна роль здесь и мягкотелых донных организмов при фиксации в отложениях железа и серы в форме сульфидов — особенно в наиболее глинистых фациях разреза (лонтоваский и вергальский горизонты).

В вендских же отложениях рассматриваемого региона воздействие фаунистических организмов фактически отсутствует. Однако следует отметить в котлинских глинах важную роль водорослевой флоры, остатки разложения которой дают отложениям повышенный запас органического вещества, генерирующего в них специфическую минерализацию — сидеритообразование (Пиррус, 1981). Если же следы донных организмов в кембрийских отложениях рассматривать как явление закономерное, естественное, то вспышка водорослевой флоры в котлинское время является процессом специфическим, вызванным сочетанием каких-то особых благоприятствующих факторов, о природе которых мы сейчас еще мало знаем.

Шестой особенностью при рассмотрении литогенеза в пределах Балтийской синеклизы и ее ближайшего обрамления следует считать ясно выраженную картину постдиагенетической литификации пород. Так, на севере Прибалтики, где вендские и кембрийские отложения залегают близко к поверхности, они слабоуплотненные, рыхлые (песчаники) или пластичные (глины). По мере погружения в южном направлении, основные параметры их плотности постепенно увеличиваются, и в зонах наибольшего погружения — на северо-западе Польши — глины приобретают уже аргиллитоподобный облик. Этими данными хорошо контролируется современная структура залегания пород: следовательно, эта структура сохраняла большую жесткость в течение всей посткембрийской истории развития региона и не испытала при этом резкой дифференциации. Поэтому катагенетические воздействия не могут особо маскировать первично-осадочные признаки формировавшихся пород, и изучение фациальных обстановок осадконакопления именно на данном материале вполне оправдано. Различия в степени литификации пород на юге и севере обуславливают различные методические подходы, что отражается и в материале настоящего сборника. Легкая диспергируемость пород в северных районах позволяет широко применять здесь иммерсионную методику минералогического анализа и промывку отложений в целях поиска фауны. Более высокая литифицированность пород на юге заставляет больше прибегать к шлифам, структурно-текстурному анализу и к геохимическим данным. Критической здесь является, видимо, современная глубина залегания кровли кембрия (около 2 км), при повышении которой породы уже достаточно плотно сцементированы и дезинтеграция их требует дополнительных усилий. Однако этот рубеж не обозначает резкого скачка. Поэтому и в дальнейшем следует сблизить применяемые методические приемы, чтобы получить сравниваемый материал для построения более представительных фациально-палеогеографических реконструкций.

В заключение отметим, что в последнее время прибавилось много ценной информации по минеральному составу как кластогенного, так и глинистого компонента вендских и кембрийских отложений рассматриваемого региона (см. статьи К. Лыдки, В. Бессоновой и М. Вихровской в данном сборнике). Эти материалы могут дать ценные дополнительные сведения о палеогеографии изучаемых периодов на боль-

ших площадях. К сожалению, полученные данные еще недостаточно обобщены, чему препятствует, с одной стороны — различие в методиках выполнения соответствующих анализов, а с другой — то обстоятельство, что специалисты-минералоги не всегда учитывают новые данные по стратиграфии разреза. Работа в этом направлении очень перспективна и обязательно должна быть включена в программу дальнейшего сотрудничества советских и польских ученых.

ЛИТЕРАТУРА

Кала Э., Каяк К., Менс К., Пиррус Э. Литостратиграфия и фации лонтоваского горизонта в Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Геол., 1981, **30**, № 4, с. 137—147.

Менс К. А., Пиррус Э. А. Базальный конгломерат люкатиской свиты нижнего кембрия Эстонии. — В кн.: Геология кристаллического фундамента и осадочного чехла Прибалтики. Рига, 1975, с. 132—143.

Пиррус Э. Находка шамозита в поздневендских отложениях Ленинградской области. — Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1973, **22**, № 1, с. 58—64.

Пиррус Э. А. Основные процессы аутигенного минералообразования в терригенных отложениях венда и кембрия Северной Прибалтики. — В кн.: Аутигенные минералы терригенных отложений Прибалтики. Таллин, 1981, с. 5—24.

Пиррус Э. А. Сидеритовая минерализация в котлинской свите — характерный процесс диагенеза в поздневендских глинах. — В кн.: Аутигенные минералы терригенных отложений Прибалтики. Таллин, 1981, с. 56—77.

E. Pirrus

BALTI SÜNEKLIISI JA SELLE LÄHIKONNA VENDI JA KAMBRIUMI SETETE LITOGENEESI PÕHIJOONED

Resümee

Nõukogude—Poola ühistöö eelkambriumi ja kambriumi piirikihtide stratigraafia uurimisel Ida-Euroopa platvormi lääneosas on loonud võimaluse ka vastavate kihtide litogeneesi üldiste joonte esiletoomiseks. Nii võib rõhutada läbilõike täielikku steriilsust settelise karbonaaditekke suhtes, kivimite granulomeetrilise koostise ja faatsieste hüppelist muutust üleminekul vendist kambriumisse, autigeensete mineraalide stratifitseeritust ja nende sellisest jaotumisiseärasusest tulenevat kasutatavust stratigraafia ja paleofatsiaalse analüüsi probleemide lahendamisel. Oluline on ka biogeense faktori nähtav ilmumine sedimentatsiooniprotsessi alates kambriumi lamamist — seega pehmekehalise põhjafauna plahvatuslik areng kõrvuti skelettimoodustavate organismide ilmumisega geoloogilisele areenile. Diageneesijärgne kivimite litifikatsioon on vaadeldaval alal toimunud suhteliselt lihtsa skeemi järgi — pidevalt intensiivistudes suuremate lasumussügavuste suunas. Viimane asjaolu on esile kutsunud erinevusi kihtide uurimise metoodikas vaadeldava ala eri piirkondades, kuid ta ei suuda siiski varjutada seaduspäraseid fatsiaalseid muutusi kihtide iseloomus, mistõttu Balti sünekliis koos oma naaberaladega jääb edaspidigi selleaegsete fatsiaalsete tingimuste selgitamise tänuväärseks uurimisobjektiks. Väärib märkimist ka üha rikkalikumaks muutuv informatsioon vastavate kihtide mineraloogilise koostise osas, mis aga kahjuks ei ole veel leidnud kohast üldistamist.

E. Pirrus

THE GROUNDLINES OF THE LITHOGENESIS OF THE CAMBRIAN AND VENDIAN DEPOSITS IN THE BALTIC SYNECLISE AND ITS NEIGHBOURING AREAS

Summary

The Soviet and Polish collaboration at the investigation of the stratigraphy of Precambrian and Cambrian boundary beds in the western part of the East European Platform allows to draw the general features of their lithogenesis. The sequence is characterized by the absence of precipitation of the carbonates, with an abrupt change in the granulometrical composition and facies at the Vendian/Cambrian boundary, and with a stratified occurrence of authigenic minerals which permits us to use the peculiarites of their distribution in the stratigraphy and palaeoenvironmental analysis. Essential significance in the sedimentary process has the appearance of a biogenic factor. The emptional development of the soft-bodied benthos side by side with the occurrence of shelly fossils is characteristic of the Lower Cambrian beginning from its basal beds. The postdiagenetic lithification of the rocks increases permanently with the depth, which is the reason for using different methods of investigation in different parts of the region. Still, the lithification does not disturb the regular changes of the facial pattern, and so the Baltic Syneclise is an exellent object for the study of facial conditions. A notable bulk of mineralogical data of the rocks has been collected lately, which has not yet been sufficently generalized.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 5
Менс К., Пиррус Э. Северо-Прибалтийский фациальный профиль венда и кембрия 7
Брангулис А., Мурниекс А., Нагле А., Фридрихсоне А. Средне-Прибалтийский фациальный профиль венда и кембрия 24
Лендзион К. Стратиграфический и литофациальный разрез кембрия Польской части Балтийской синеклизы 34
Бессонова В. Стратиграфия и фации верхневендско-кембрийских отложений юго-запада Белоруссии 43
Арень Б. Литофациальное строение верхнего венда Восточной Польши . . 59
Яворовский К. Условия осадконакопления верхнего докембрия и кембрия в Северной Польше 71
Лыдка К. Распределение главных породообразующих минералов отложений верхнего докембрия и кембрия запада Балтийской синеклизы . . . 84
Рятсеп М. Фациальное распределение глауконита и его морфологических типов в раннекембрийском бассейне вергальско-раусвеского времени в Северной Прибалтике 92
Пиррус Э. Фациальные особенности строения вергальско-раусвеского железо-рудного уровня Балтийской синеклизы 99
Вихровска М. Минералого-геохимические особенности глинистой фракции отложений кембрия и венда в Юго-Восточной Польше 110
Пискун Л., Зиновенко Г. Закономерности распределения акритарх в нижнекембрийских отложениях Белоруссии в зависимости от фациальных условий 120
Пашкявичене Л. К стратиграфии ровенского горизонта на северо-западе Восточно-Европейской платформы 127
Менс К. Детализация стратиграфической схемы нижнего кембрия запада Восточно-Европейской платформы 138
Никашин Э., Брызгалова Е., Горбачев В., Десятков В., Шамрай Г., Шеходанов В., Чагаев А. Новое в стратиграфии кембрия юго-восточной части Балтийской синеклизы (Калининградская область РСФСР) 152
Беднарчик В. К проблеме стратиграфии верхнедокембрийских и нижнекембрийских отложений западной части Балтийской синеклизы . . 158
Орловский С. К вопросу о взаимосвязи между осадконакоплением и развитием органического мира в бассейнах венда и кембрия на западной окраине Восточно-Европейской платформы 165
Пиррус Э. Основные черты литогенеза вендских и кембрийских отложений Балтийской синеклизы и ее ближайшего обрамления 171

SISUKORD

Mens K., Pirrus E. Põhja-Balti fatsiaalne profiil. *Resümee* 21
Brangulis A., Murnieks A., Nagle A., Fridrichsone A. Vendi ja kambriumi fatsiaalne profiil Kesk-Baltikumis. *Resümee* 32
Lendzion K. Balti sünekliisi Poola ala kambriumi stratigraafiline ja litofatsiaalne profiil. *Resümee* 41
Bessonova V. Kagu-Valgevene ülemvendi ja kambriumi stratigraafia ning faatsiesed. *Resümee* 58
Areń B. Ülemvendi litofaatsiesed Ida-Poolas. *Resümee* 70
Jaworowski K. Põhja-Poola ülemvendi ja kambriumi settimistingimused. *Resümee* 82
Lydka K. Peamiste kivimit moodustavate mineraalide jaotumus Balti sünekliisi lääneosa hilise eelkambriumi ja kambriumi kivimeis. *Resümee* 90
Rätsep M. Glaukoniidi ja tema morfoloogiliste tüüpide fatsiaalsest levikust Põhja-Baltikumi Vergale-Rausve ea basseinis. *Resümee* 97
Pirrus E. Balti sünekliisi Vergale-Rausve rauamaagitaseme fatsiaalsetest iseärasustest. *Resümee* 108
Wichrowska M. Ida-Poola vendi ja kambriumi kivimite savifraktsiooni mineraloogilis-geokeemilised iseärasused. *Resümee* 118
Piskun L., Zinovenko G. Akritarhide jaotumise seaduspärasused Valgevene alamkambriumi läbilõikes sõltuvalt setete fatsiaalsetest tekketingimustest. *Resümee* 126
Paškevičiene L. Rovno lademe stratigraafiast Ida-Euroopa platvormi loodeosas. *Resümee* 136
Mens K. Ida-Euroopa platvormi alamkambriumi stratigraafilise liigestamise täiendamisest. *Resümee* 149
Nikašin E., [Brõzgalova E.], Gorbatšov V., Desjatkov V., Šamrai G., Šehhodanov V., Tšigajev A. Uusi andmeid Balti sünekliisi kaguosa (Vene NFSV Kaliningradi oblast) kambriumi stratigraafiast. *Resümee* 156
Bednarczyk W. Balti sünekliisi lääneosa hilise eelkambriumi ja kambriumi setete stratigraafiast. *Resümee* 163
Orlowski S. Settekuhjumise ja elustiku arengu seosest Ida-Euroopa platvormi lääneala vendi ja kambriumi basseinides. *Resümee* 169
Pirrus E. Balti sünekliisi ja selle lähikonna vendi ja kambriumi setete litogeneesi põhijooned. *Resümee* 176

CONTENS

Mens K., Pirrus E. Vendian and Cambrian facial sequence in the North of the Baltic Area. *Summary* 22
Brangulis A., Murnieks A., Nagle A., Fridrichsone A. Vendian and Cambrian facial sequence in the middle of the East Baltic Area. *Summary* 33
Lendzion K. Cambrian bio- and lithostratigraphical sequence of the Baltic Syneclise in Poland. *Summary* 42
Bessonova V. Upper Vendian and Cambrian stratigraphy and facies in the South-East of Byelorussia. *Summary* 58
Areń B. Upper Vendian lithofacies in the East Poland. *Summary* 70
Jaworowski K. The sedimentary conditions of the Upper Vendian and Cambrian in North Poland. *Summary* 83
Lydka K. The distribution of dominant rockforming minerals in the Late Precambrian and Cambrian rocks of the south-western part of the Baltic Syneclise. *Summary* 91
Rätsep M. Facial distribution of glauconite its morphological varieties in Early Cambrian basin of Vergale-Rausve age of Northern Baltic Area. *Summary* 97
Pirrus E. The facial peculiarities of the Vergale-Rausve iron ore horizon in the Baltic Syneclise. *Summary* 108
Wichrowska M. The mineralogical-geochemical peculiarities of the clay fraction in Vendian and Cambrian rocks of East Poland. *Summary* . . 119
Piskun L., Zinovenko G. The distribution of acritarchs and the dependence on facial conditions in the Byelorussian Lower Cambrian sequence. *Summary* 126
Paškevičiene L. On the stratigraphy of the Rovno Stage in the north-western part of the East European Platform. *Summary* 137
Mens K. Detailing of the Lower Cambrian stratigraphical scheme for the East European Platform. *Summary* 150
Nikashin A., [Bryzgalova J.], Gorbatshjev V., Desjatkov V., Šamrai G., Shehodanov V., Tshagajev A. New data on the Cambrian stratigraphy of the south-western part of the Baltic Syneclise (Kaliningrad district) *Summary* 157
Bednarczyk W. On the stratigraphy of the Late Precambrian and Cambrian deposits in the south-western part of the Baltic Syneclise. *Summary* . . 164
Orlowski S. The relation between the development of the organic world and sedimentation in the Vendian and Cambrian basins of the western part of the East European Platform. *Summary* 170
Pirrus E. The groundlines of the litogenesis of the Cambrian and Vendian deposits in the Baltic Syneclise and its neighbouring areas. *Summary* 177

УДК 551.7.022 : 551.72+551.732(474)

Северо-Прибалтийский фациальный профиль венда и кембрия. Менс К., Пирус Э. — В кн.: Фации и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Таллин, 1986, с. 7—23 (русск.; рез. эст., англ.).

Субширотный фациальный профиль Северной Прибалтики наиболее представителен в части валдайской серии верхнего венда и балтийской серии нижнего кембрия. В вендской части разреза выявляется два фациальных ряда: ряд пестроокрашенных субконтинентальных и ряд сероцветных бассейновых фаций, которые закономерно замещают друг друга как по вертикали, так и территориально. Закономерно распределяются в них и остатки организмов, аутигенные образования, кластогенные и глинистые минералы. Балтийская серия представлена единым набором отложений нормально-морских фаций — от песчаных литоральных до глинистых, сравнительно глубоководных. Фациальный контроль распределения фоссилий, основных породообразующих минералов и аутигенных образований осуществляется и в этих отложениях, хотя проявляется не столь резко, как в вендском комплексе.

Материалы изученного профиля позволяют более обоснованно провести корреляцию отложений разных фаций в районах, где степень сохранности отложений более низкая, чем в Северной Прибалтике. Рис. 1. Библ. 23 назв.

УДК 551.7.022 : 551.72+551.732(474.3)

Средне-Прибалтийский фациальный профиль венда и кембрия. Брангулис А., Мурниекс А., Нагле А., Фридрихсоне А. — В кн.: Фации и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Таллин, 1986, с. 24—33 (русск.; рез. эст., англ.).

В Средней Прибалтике отмечается большое различие в полноте и мощности разрезов между западной и восточной частями фациального профиля. Вендские отложения распространяются только на востоке территории. В их основании выделяется преимущественно континентальнофациальная краславская толща, которая отсутствует в более северных разрезах. В составе балтийской серии отмечается закономерное обмеление фациальных обстановок седиментации к западу, а в отложениях более поздних этапов раннего кембрия — к востоку. В зоне распространения мелководных отложений их расчленение и точное стратиграфическое сопоставление вызывает пока определенные трудности. Выявляемые в данной работе фациальные переходы наиболее вероятны и логичны. Рис. 1. Библ. 9 назв.

УДК 551.732(438—17)

Стратиграфический и литофациальный разрез кембрия Польской части Балтийской синеклизы. Лендзион К. — В кн.: Фации и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Таллин, 1986, с. 34—42 (русск.; рез. эст., англ.).

Описан сводный разрез кембрия юга Балтийской синеклизы с литологической и фациальной характеристикой отложений и со списком палеонтологических находок в них. Показано, что наибольшей полноты разрез достигает в западной части Польского сектора синеклизы, особенно в части среднего и верхнего кембрия, в отложениях которых представительная фауна трилобитов позволяет провести зональное подразделение разреза и надежное сопоставление его с разрезами Скандинавии. В основании разреза — в жарновецкой серии — палеонтологический материал не обнаружен, ввиду чего возраст ее остается по-прежнему открытым — либо поздневендский либо раннекембрийский-дотрилобитовый. Табл. 1. Библ. 18 назв.

УДК 551.72+551.732(476—14)

Стратиграфия и фации верхневендско-кембрийских отложений юго-запада Белоруссии. Бессонова В. — В кн.: Фации и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Таллин, 1986, с. 43—58 (русск.; рез. эст., англ.).

На основе расчленения и корреляции новых многочисленных разрезов структурных скважин восточной части Подлясско-Брестской впадины уточнены и детализированы основные подразделения стратиграфических схем верхнего венда и кембрия. Приводятся результаты детальных литолого-петрографических исследований по изучению соотношения основных типов пород и породообразующих минералов, а также по качественному составу акцессорных, глинистых и аутигенных компонентов для всех подразделений верхнего венда и кембрия. Составлен широтный фациальный профиль «Восточная Польша—Юго-Западная Белоруссия». По литологическим характеристикам, в том числе гранулометрии, коэффициентам сортировки, медианному диаметру и текстурным признакам, выявлены основные фациальные обстановки осадконакопления в венде и кембрии в данном районе. Рис. 3. Библ. 10 назв.

УДК 551.72(438—11)

Литофациальное строение верхнего венда Восточной Польши. Арень Б. — В кн.: Фации и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Таллин, 1986, с. 59—70 (русск.; рез. эст., англ.).

По данным новых скважин верхневендский разрез Восточной Польши расчленяется на две серии — семятычскую (или бялопольскую) и любельскую. Нижняя представлена, в основном, песчаниками, характер которых существенно меняется с севера на юг. На севере они грубозернистые,

аркозовые (семятычская серия), на юге — менее грубые и более мономинеральные (бялопольская серия). Переходы между отложениями плавные, и они явно одновозрастные. Вышележащая любельская серия представлена тонкозернистыми отчетливослоистыми отложениями и распространяется в пределах Польши на очень ограниченной площади. Переход к вышележащим кембрийским отложениям маркируется не четко, поэтому разрез Восточной Польши заслуживает особого внимания при дальнейшей разработке проблемы докембрия и кембрия на Восточно-Европейской платформе. Рис. 6. Табл. 2. Библ. 15 назв.

УДК 551.3.051 : 551.31 : 551.72+551.732(438—17)

Условия осадконакопления верхнего докембрия и кембрия в Северной Польше. Яворовский К. — В кн.: Фации и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Таллин, 1986, с. 71—83 (русск.; рез. эст., англ.).

Изученный разрез подразделяется на три основных седиментационных этапа. Первый этап накопления пестроокрашенных песчано-конгломератовых отложений жарновецкой серии интерпретируется как фациальный комплекс аллювиальных конусов выноса. Второй, нижнесреднекембрийский этап, характеризуется осадкообразованием в условиях мелкого моря — в зоне формирования песчаных языков и шельфовых илов. Третий, позднекембрийский этап, представлен фациями мелкого моря с небольшой подвижностью водных масс и с подавленным привносом терригенного материала. В целом, разрез рассматривается как отражение крупного трансгрессивно-регрессивного цикла осадконакопления. Он имеет метахронный на территории Польши максимум трансгрессий и явно ассиметричное строение в восточных разрезах. Рис. 6. Табл. 2. Фототаблиц 2. Библ. 16 назв.

УДК 551.72+551.732 : 551.31(438—17)

Распределение главных породообразующих минералов отложений верхнего докембрия и кембрия запада Балтийской синеклизы. Лыдка К. — В кн.: Фации и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Таллин, 1986, с. 84—91 (русск.; рез. эст., англ.).

Рассматривается распределение 8 групп основных породообразующих минералов в разрезе кембрия и верхнего докембрия Северной Польши. Материал собран путем применения специальной методики рентгенодифрактометрического анализа, который можно использовать для выявления важных фациально-палеогеографических особенностей формирования изучаемых толщ. Так, установлена аномальная концентрация ортоклаза среди полевых шпатов в районе г. Слупска, сопровождаемая максимумом содержания полевых шпатов. В этом районе увеличивается также количество альбита. Изучение степени совершенства кристаллической структуры иллита позволяет предполагать существенное термическое воздействие магматических процессов на все отложения, залегающие ниже подошвы верхнего кембрия. Рис. 9. Библ. 1 назв.

УДК 549.623.5 : 551.7.022+551.732.2(474)

Фациальное распределение глауконита и его морфологических типов в раннекембрийском бассейне вергальско-раусвеского времени в Северной Прибалтике. Рятсеп М. — В кн.: Фации и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Таллин, 1986, с. 92—98 (русск.; рез. эст., англ.).

Изучено распределение средних содержаний и морфологических разностей зерен глауконита на северо-восточном участке обширного раннекембрийского морского бассейна вергальско-раусвеского времени в Северной Прибалтике. Средние содержания глауконита вычислялись расчетным методом Л. Б. Рухина (1961) с учетом количественных соотношений разных типов пород в разрезе. При морфологической характеристике использовалась ранее выработанная автором классификация. Площадное распространение минерала и текстуры окружающих пород позволяют считать средой образования основной массы глауконита сублиторальную зону древнего бассейна. Морфологические особенности глауконитовых зерен указывают на важность процесса гидродинамической агрегации при формировании гранул минерала. Исходным материалом при этом являлись листовидные слюдоподобные образования, возникшие, возможно, при глауконитизации пластинок, чешуек и вермикулитоподобных форм зеленого биотита. Рис. 2. Табл. 1. Библ. 5 назв.

УДК 551.732.2 : 553.313(474+438)

Фациальные особенности строения вергальско-раусвеского железорудного уровня Балтийской синеклизы. Пиррус Э. — В кн.: Фации и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Таллин, 1986, с. 99—109 (русск.; рез. эст., англ.).

Рассматриваемые рудные образования залегают в комплексе фаунистически охарактеризованных нормально-морских отложений, но сами не имеют прямых признаков морского происхождения. Распределение оолитового вещества в прослоях ассимметрично: подошва рудных слоев резкая, с карманообразными углублениями и поверхностью перерыва, кровля плавная, с постепенным исчезновением вкрапленности оолитов. Рудные слои латерально малоустойчивы, линзообразны, но рудоносный комплекс в целом выдержан в пространстве. Наблюдается приуроченность максимума рудообразования к осевой части бассейна, к зоне наибольшего содержания глинистого вещества в рудовмещающих отложениях, а также отчетливая минеральная зональность рудообразования: приуроченность оолитового гетитового материала к центральным, разнообразных форм сидерита, шамозита и пирита (?) — к краевым зонам рудоносного бассейна. Возможно, что рудообразование

обусловлено периодическими вторжениями в бассейн седиментации больших масс пресной воды из окружающей суши гумидной зоны. Эти воды прерывали нормальное осадконакопление и переводили диагенетические соединения железа в окисленную оолитовую форму. Рис. 5. Табл. 1. Библ. 9 назв.

УДК 551.72+551.732.2(438—11)

Минералого-геохимические особенности глинистой фракции отложений кембрия и венда в Юго-Восточной Польше. Вихровска М. — В кн.: Фации и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Таллин, 1986, с. 110—119 (русск.; рез. эст., англ.).

Описаны результаты изучения фракции <0.002 мм отложений Восточной Польши. Минералы в этой фракции представлены главным образом иллитом, который сопровождается небольшими количествами каолинита, хлорита и смешанослойных минералов. Минералы преимущественно аллотигенные, редко встречаются кристаллы идиоморфной формы.

Среди микроэлементов особое внимание заслуживает бор, содержания которого существенно колеблются в разрезе, но все же не выходят за рамки, свойственные морским отложениям. Рис. 6. Табл. 1. Библ. 5 назв.

УДК 551.732.2(476)

Закономерности распределения акритарх в нижнекембрийских отложениях Белоруссии в зависимости от фациальных условий. Пискун Л., Зиновенко Г. — В кн.: Фации и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Таллин, 1986, с. 120—126 (русск.; рез. эст., англ.).

Комплексы микрофитофоссилий в нижнем кембрии Белоруссии менее представительны чем на соседних территориях Прибалтики и Украины. Объясняется это более широким распространением здесь мелководных фациальных обстановок, что частично обусловлено сравнительной приподнятостью региона в районе Белорусской антеклизы. Рассматриваются особенности распределения акритарх в пределах ровенского и лонтоваского горизонтов вблизи этой структуры, а также выявляемые тенденции изменения их состава в вышележащих горизонтах. Библ. 19 назв.

УДК 551.732(47—16)

К стратиграфии ровенского горизонта на северо-западе Восточно-Европейской платформы. Пашкявичене Л. — В кн.: Фации и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Таллин, 1986, с. 127—137 (русск.; рез. эст., англ.).

Ровенский горизонт северо-запада Восточно-Европейской платформы на основании строения разреза и различия в составе комплекса акритарх разделяется на два подгоризонта.

Нижнеровенский подгоризонт представлен чередованием серых и зеленовато-серых глин, алевролитов и кварцевых или полевошпатово-кварцевых песчаников. В отложениях много глауконита, темноцветных минералов и чешуек слюды. В кровле подгоризонта местами развита кора выветривания. В отложениях подгоризонта установлены пиритизированные следы передвижения червеобразных организмов, ходы илоедов, заполненные алевритовым материалом, многочисленные сабеллидитиды и редкие платисолениты. Наиболее характерными видами акритарх являются *Leiosphaeridia dehisca* Paškev., *L. pylomifera* Paškev., *Teophipolia lacerata* Kirjan., *Retisphaeridium densum* Paškev., *Leiovalia striatella* Paškev.

Верхнеровенский подгоризонт представлен сложным чередованием гравелитов, кварцевых песчаников, алевролитов и глин. На плоскостях напластования обильны скопления чешуек слюды; глауконита мало.

В подгоризонте установлены пиритизированные следы передвижения червеобразных, ходы илоедов, заполненные алевритовым материалом, сабеллидитиды и платисолениты. Характерными видами акритарх являются *Leiosphaeridia parva Aseeva, Ceratophyton vernicosum Kirjan., C. duplicum* Paškev. В комплексе отсутствуют *Teophipolia lacerata* Kirjan., *Retisphaeridium densum* Paškev., резко сокращается количество форм *Leiosphaeridia dehisca* Paškev.

Представлена корреляция ровенских отложений в пределах северо-запада Восточно-Европейской платформы. Рис. 6. Табл. 1. Библ. 11 назв.

УДК 551.732.1(47—15)

Детализация стратиграфической схемы нижнего кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Менс К. — В кн.: Фации и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Таллин, 1986, с. 138—151 (русск.; рез. эст., англ.).

Приводятся литологическая и палеонтологическая, в том числе и палеомикрофитологическая характеристики отложений интервала, залегающего между лонтоваским и вергальским горизонтами в разрезе нижнего кембрия Восточно-Европейской платформы. На основе их анализа предложен усовершенствованный вариант погоризонтного расчленения данного интервала на четыре горизонта (снизу вверх): хардебергский, люкатиский, тискреский и любомльский. Из них три нижних формировались в ходе ливского, а самый верхний — любомльский — во время начальной фазы айсчяйского этапа осадконакопления. Табл. 2. Библ. 43 назв.

УДК 551.732(470.26)

Новое в стратиграфии кембрия юго-восточной части Балтийской синеклизы (Калининградская область РСФСР). Никашин Э., Брызгалова Е., Горбачев В., Десятков В., Шамрай Г., Шеходанов В., Чагаев А. — В кн.: Фации и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Таллин, 1986, с. 152—157 (русск.; рез. эст., англ.).

Разрез кембрия Калининградской области полнее других разрезов Прибалтики в части среднего и верхнего кембрия. Материалы бурения последних лет дают основание выделить здесь новые подразделения, не имеющие прямых аналогов в унифицированной схеме Прибалтики. Это — ладушкинская свита верхнего, веселовская свита среднего и ягодная свита нижнего кембрия. Дается их краткая характеристика и картина распространения. Рис. 2. Библ. 8 назв.

УДК 551.72+551.732(438—17)

К проблеме стратиграфии верхнедокембрийских и нижнекембрийских отложений западной части Балтийской синеклизы. Беднарчик В. — В кн.: Фации и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Таллин, 1986, с. 158—164 (русск.; рез. эст., англ.).

Приведена точка зрения автора относительно стратиграфического расчленения и корреляции разрезов древнейших пород осадочного чехла в Северной Польше. Выдвигается возможность расчленения жарновецкой свиты на две части — на смолдзинскую и клюкоскую свиты. Последней свите свойственны текстуры морских осадков и находки проблематических (морских?) организмов, а также наличие вулканогенного материала в составе осадка. Вышележащую часть разреза, охватывающую бóльшую часть нижнего и весь средний кембрий региона, автор предлагает рассматривать в ранге одной литостратиграфической единицы — лебской формации. Ранее выделенные мазовецкая, завишинская, каплоносская и радзинская свиты не имеют, по мнению автора, четких литологических характеристик и выделены, прежде всего, по палеонтологическому материалу. Рис. 2. Библ. 13 назв.

УДК 551.72+551.732(438—11+477—15)

К вопросу о взаимосвязи между осадконакоплением и развитием органического мира в бассейнах венда и кембрия на западной окраине Восточно-Европейской платформы. Орловский С. — В кн.: Фации и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Таллин, 1986, с. 165—170 (русск.; рез. эст., англ.).

Рассматриваются возможности биостратиграфического расчленения разрезов венда и кембрия в Южной Польше, в Свентокшиских Горах, в районе Люблина и на западе Украины. В разрезе Свентокшиских Гор, формировавшихся в близких к геосинклинальному режиму условиях, нижние слои кембрия содержат очень мало фаунистических окаменелостей, а начиная с уровня появления трилобитов — очень много. В разрезах эпиконтинентальных обстановок картина почти обратная: вендские и дотрилобитовые слои подвергаются расчленению по палеонтологическому материалу, в то время как появление трилобитов не сопровождается коренным переломом в биостратиграфической работе. Находки трилобитов встречаются в них редко и почти исчезают при приближении к береговой линии. Объясняется это прямым влиянием различных режимов осадконакопления на развитие организмов в древних бассейнах. Рис. 2. Библ. 14 назв.

УДК 551.31 : 551.72+551.73(474+438)

Основные черты литогенеза вендских и кембрийских отложений Балтийской синеклизы и ее ближайшего обрамления. Пиррус Э. — В кн.: Фации и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Таллин, 1986, с. 171—176 (русск.; рез. эст., англ.).

Систематическое изучение стратиграфии пограничных слоев докембрия и кембрия в рамках согласованного советско-польского сотрудничества позволяет выявить и некоторые особенности древнего литогенеза в пределах Балтийской синеклизы. Так, установлены: полная стерильность отложений относительно седиментационного карбонатообразования, существенное различие в преобладающих фациальных обстановках и в степени дифференциации терригенного материала между вендским и кембрийским этапом осадконакопления, стратифицированность многих аутигенных образований и применимость их для решения стратиграфических проблем, появление биотурбационного фактора седиментогенеза с подошвы кембрия и т. д. Катагенетическая литификация отложений в пределах синеклизы надежно контролируется глубиной залегания пород. Отмечается существенный прогресс при изучении минерального состава отложений, однако эти материалы еще не нашли достойного обобщения, что является одной из главных задач будущих исследований. Рис. 1. Библ. 5 назв.

Руб. 2.80

Руб. 2.80

IUGS
UNESCO

ФАЦИИ И СТРАТИГРАФИЯ ВЕНДА И КЕМБРИЯ ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ