

Д. В. Гражданкин
А. В. Маслов
М. Т. Крупенин
Ю. Л. Ронкин

ОСАДОЧНЫЕ СИСТЕМЫ СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ

Верхний венд
Среднего Урала



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
И ГЕОХИМИИ
им. А.Н. ЗАВАРИЦКОГО

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ НЕФТЕГАЗОВОЙ
ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
им. А.А. ТРОФИМУКА

*Д.В. Гражданкин, А.В. Маслов,
М.Т. Крупенин, Ю.Л. Ронкин*

**ОСАДОЧНЫЕ СИСТЕМЫ
СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ
(верхний венд Среднего Урала)**

ЕКАТЕРИНБУРГ
2010

Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л.
Осадочные системы сыльвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2010.

Предлагаемая монография посвящена детальному фациально-генетическому, палеонтологическому и литогеохимическому анализу отложений сыльвицкой серии в естественных обнажениях на западном склоне Среднего Урала. Установленные здесь латеральные фациальные ряды и поверхности резкой миграции фаций позволяют выделить четыре осадочные системы, каждая из которых отражает определенный этап поздневендской истории палеобассейна и является результатом взаимодействия определенных физических, химических и биологических факторов. Фациальные несогласия уверенно трассируются и в скважинах, вскрывших верхний венд в Мезенской и Московской синеклизах, демонстрируя тем самым относительную выдержанность седиментационных систем вдоль северо-восточной и восточной окраины Восточно-Европейской платформы. В результате проведенных исследований оказалось возможным не только впервые детально скоррелировать между собой наиболее фоссиленосные (юго-восточное Беломорье) и наиболее мощные (Средний Урал) разрезы венда, но и установить инфрарегиональный ранг границ, разделяющих осадочные системы сыльвицкой серии.

Книга представляет интерес для специалистов в области стратиграфии, литологии и геохимии осадочных образований.

Ил. 124. Библиогр. 382 назв. Табл. 31.

Ответственный редактор
член-корреспондент РАН **А.В. Каныгин**

Рецензент
член-корреспондент РАН **Б.И. Чувашов**

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВЕНДА (вместо предисловия)

Прошло 60 лет со времени появления в геологической литературе понятия в системе стратиграфических подразделений «вендский комплекс», или венд (Vendian), возникшего в ходе обобщения материалов по древнейшему осадочному чехлу Восточно-Европейской (Русской) платформы, впервые вскрытому до фундамента глубоким бурением на огромной площади от погружения Балтийского щита на северо-западе до Тимано-Уральской складчатой зоны на востоке и Черного моря на юге. Древнейшая осадочная плита впервые была вскрыта с такой полнотой, что привело к ряду новых представлений о геологической истории и структуре платформы. К числу крупных открытий, несомненно, принадлежит обоснование совершенно нового стратиграфического подразделения, не находившегося ранее в системе геосторических подразделений.

Отложения вендского периода теперь посвящена уже обширная литература. Но среди многочисленных работ по Европейской России предлагаемое исследование может занять особое место. Авторы во главе с Д.В. Гражданкиным принимают вендские отложения в объеме вендской системы общей схемы расчленения позднейшего протерозоя, принятой в СССР – России. В центре их внимания верхний венд восточного погружения осадочной плиты в пределах Среднего Урала. Верхневендские отложения достигают здесь максимальной мощности и имеют наибольшую полноту стратиграфических подразделений, представляющих крупные последовательности, или секвенции, трактуемые как *осадочные системы*. Отсюда следует и общий подход к литостратиграфии в ее *секвенстратиграфической концепции*. Несомненно, это является прогрессивным взглядом, хотя циклостратиграфический подход к бассейновой (т. е. региональной) стратиграфии и не нов. Для Восточно-Европейской платформы он уже давно использован при изучении силура, девона и верхнего палеозоя.

Несомненной заслугой авторов является тщательно разработанная методика исследования, его полнота и межрегиональная корреляция отложений в условиях разного режима бассейна. Как результат литологического и секвенстратиграфического изучения вендских отложений эта работа может рассматриваться в качестве открывающей новый этап региональных исследований. Программа этих исследований хорошо просматривается уже в структуре предлагаемого труда, основанного на литостратиграфии верхневендской сылвицкой серии с ее четырехчленным делением на свиты: старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменскую и усть-сылвицкую, вошедших в «Стратиграфический словарь. Верхний докембрий» МСК России (ред. М.Е. Раабен), ссылки на который в работе нет. Но предлагается новая модель седиментогенеза, согласно которой сылвицкая серия рассматривается как отвечающая дистальным обстановкам Мезенского предгорного палеобассейна (Средний Урал). В ней выделяются четыре новые оса-

дочные системы (секвенции), ограниченные перерывами и фаціальными несогласиями, они соответствуют последовательным этапам развития бассейна. Это секвенции старопечнинско-перевалокская, вилухинская, шурышская и синекаменско-кобылоостровская. Две средние из них ограничены поверхностями максимальной регрессии бассейна, связанной, по заключению авторов, уже не с местными региональными причинами, а с общей отрицательной эвстатикой уровня Мирового океана.

Установленные несогласия прослеживаются от среднеуральской зоны Мезенской синеклизы в северо-западном направлении в стратотипическую область верхнего венда Московской синеклизы, где они сливаются с поверхностью раздела между редкинским и котлинским горизонтами. Таким образом, вилухинская и шурышская секвенции выклиниваются в этом направлении и верхневендский разрез северо-запада Восточно-Европейской платформы приобретает двучленное строение с крупным перерывом между его основными подразделениями. Это существенное дополнение к складывающейся системе стратиграфических подразделений венда платформы и их границ. Оно позволяет согласиться с представлением о выделяемых секвенциях как прототипах региональных стратиграфических подразделений.

Область вендского осадконакопления в пределах всей Восточно-Европейской платформы и ее перикратонных погружений представляла собой не столько единый седиментационный бассейн, сколько более или менее связную его мозаику со своей ландшафтно-динамической спецификой и различными областями терригенного сноса. Фаціально-генетический и литогеохимический анализ осадочных систем венда тщательно проведен и сделано совершенно правильное заключение об опресненности бассейна и климате, но кажется несколько преувеличенным значение этой аналитики для стратиграфии. Ее важность для характеристики среды осадконакопления бесспорна, но основной стратиграфический и корреляционный потенциал несут поверхности региональных несогласий и данные палеонтологии, подкрепленные радиоизотопными датировками.

Конечно, по полноте таксономического разнообразия и общей палеонтологической характеристике верхний венд Среднего Урала уступает Беломорью и Украинской Подолии, но надо отдать должное авторам – они приводят наиболее содержательный перечень находок, сделанных на Урале. Последние в работе не описываются, но нашли свое место в иллюстративной части книги. И это очень важно, так как речь идет об остатках древнейших организмов растительной природы вендотениевого характера, члениковидных *Beltanelloides*, *Mezenia*, *Tawuia*, *Gripania* и др.; микробиальных пленках, вероятно, маскирующих другие макроорганизмы (напр. *Cyclomedusa*); следах жизнедеятельности бентоса и некоторых важнейших представителей *эдиакарской биоты*. Их открытие на Европейском Севере России и в Сибири привлекло к эдиакарской биоте особое внимание во всем мире, а установление ее положения в стратиграфической последовательности в средней части венда России оказалось исключительно важным для планетарной корреляции отложений позднейшего докембрия.

В стратиграфических рассуждениях авторов (или одного из них?) присутствует сожаление, что разработка региональной стратиграфии венда

Восточно-Европейской платформы пошло не с Урала, не с наиболее полных разрезов этого возраста, а со стороны Балтийского щита на северо-западе и его южного погружения, составляющего окраину Московского бассейна, где мощности платформенных отложений сокращены, а пробелы между секвенциями более значительны. Это действительно так в бассейновой палеогеографии. Но следует напомнить, что когда в конце сороковых послевоенных годов мы начинали площадное изучение древнейшего осадочного чехла платформы, никакого терминального подразделения докембрия, предшествующего кембрийской системе, не существовало, кроме региональных рифейской группы Урала Н.С. Шатского, синийской системы Северного Китая А. Грабау, ставшей позднее синийской эратемой, спарамит норвежских каледонид, гиперборея или гренландия полярных стран и т. п. А это все были мощнейшие, часто нерасчлененные и немые комплексы, которые можно было противопоставлять всей палеозойской группе начиная с кембрийской системы. Считалось, что «Граница между допалеозоем (докембрием) и палеозоем является условной..., проводится либо в основании фаунистически охарактеризованных отложений нижнего кембрия,... либо в основании толщ, неразрывно связанных с низами фаунистически охарактеризованных отложений кембрия» (Стратиграфические и геохронологические подразделения / ред. Л.С. Либрович. М., 1954. С. 59). Именно со вторым положением мы и встретились, интерпретируя разрезы, вскрытые бурением, пытаясь их привязать к единственно разработанной схеме стратиграфии древнейших отложений Восточно-Европейской платформы и Балтийского щита. Это было исторической удачей, так как только со Скандо-Балтикой были связаны древнейшие, палеонтологически обоснованные отложения кембрийской системы и прежде всего зоны *Discinella (Mobergella) holsti* и ее стратиграфических аналогов, залегающих на верхней (красной) спарамитовой формации, оказавшейся стратиграфическим аналогом *нового* комплекса отложений, обнаруженного бурением на платформе. Это я и воспринял как *открытие* нового крупного стратиграфического подразделения, которое назвал вендским (вендом).

Можно определенно сказать, что если бы исходной базой изучения переходной последовательности отложений от докембрия к палеозою ограничилась только приуральской зоной Восточно-Европейской платформы, то вряд ли скоро было бы обнаружено, что южноуральская ашинская свита (серия) и ее аналоги на Урале не вписываются в рифейскую группу, а представляют собой совершенно самостоятельное крупное стратиграфическое подразделение. В поисках кембрийской кровли рифея Б.М. Келлер (1952) пришел к выводу, что считавшаяся рифейской ашинская свита относится к нижнему кембрию и ошибся – ашинская и сылвицкая свиты (серии) – это уральское продолжение венда. Сорок лет спустя (Келлер, 1994) он признал, что «Вендский возраст серии можно считать доказанным». Кажется, что это ключевое обстоятельство в рассматриваемой работе совершенно не учитывается, когда обсуждается непростая история формирования представлений о границах подразделений венда и рифея и принятие Стратиграфическим комитетом СССР – России решений по этому поводу. Рифей оказался не докембрийским, а довендским образованием, перекрывающие его отложения имели не кембрийский, а ордовикский и даже де-

вонский возраст. Поэтому и весь древний чехол платформы суммарно определялся на первых порах как «додевон». Н.С. Шатский был первым, кто вначале 50-х годов безоговорочно принял мое заключение о докембрийском возрасте вендского комплекса, но он тоже допустил ошибку, приняв венд за платформенный эквивалент рифея. Однако абсолютное большинство геологов того времени не разделяло моего представления о венде как о совершенно новом подразделении общей стратиграфической шкалы, тем более сопоставлявшимся с синийской системой, не нашедшей места в системе стратиграфических подразделений. Все это было предметом острейшей дискуссии, завершившейся в 1951 г. на Всесоюзной конференции по стратиграфии додевонских отложений Русской платформы, признавшей разделение древнейших отложений на два комплекса: балтийский и валдайский (= вендский), но в составе нижнего кембрия, и отвергнувшей мое представление о венде как подразделении докембрийской системы. В дальнейшем, как известно, вендский комплекс стал типовым для обоснования вендской системы и периода, а вендские отложения на территории СССР – России оказались наиболее изученными. Однако остаются еще проблемные вопросы о соотношении вендской и эдиакарской систем в их современной трактовке, о положении этого глобального геосторического периода в системе подразделений протерозоя, о его биотах, их хронологии и стратиграфическом значении, о биосферных событиях на Земле, предшествовавших таксономическому и популяционному взрыву. Ответы на эти вопросы должны искаяться в постановке комплексных биолитостратиграфических и палеонтологических исследований в областях уже хорошо теперь известных и, конечно, в межконтинентальных корреляциях.

Как региональная настоящая работа отвечает этим целям, но исследования, начатые на Урале и Восточно-Европейской платформе, должны быть расширены на Южный Урал и в арктические районы. В них должен быть включен весь нижний венд и пограничный марино-гляциальный комплекс.

Авторы рассматривают секвенсстратиграфический подход к изучению вендских отложений как наиболее обнадеживающий для мировой корреляционной базы. Это некоторое преувеличение. Системы и зратемы можно рассматривать как глобальные секвенции высокого порядка, но венд в этом смысле – консеквенция особого рода. Его границы имеют разную природу. Верхняя граница типично фанерозойская. На каком бы уровне она не была определена окончательно, например по подошве массового появления ассоциации мелких скелетных организмов (граница немакитдалдынского и томмотского ярусов в Сибири) или по подошве появления тубикуляморфных сабеллидитид и клаудинид, это будет фанерозойская граница, определяемая, как и все границы фанерозойских систем и ярусов с их зонами, по модели *биостратиграфических зон*. Такая граница, возможно, могла бы быть типизирована по основанию массового появления бесскелетных организмов, как в Эдиакаре Ю. Австралии (эдиакарский ярус А. и Ж. Термье, 1960, 1964), но в основании венда эта модель не работает, как она не работает и в основании пресловутой «карбонатной шапки», принятой в Австралии (формация Наккалина) за основание эдиакарской системы. Это хорошо теперь известное явление, действительно, связано с мари-

ногляциальной обстановкой и начавшейся постгляциальной трансгрессией, но оно, скорее, является седиментологическим и литогенетическим, чем историко-геологическим, как *последнее* предвендское оледенение, оставившее тиллитовые горизонты типа лапландского (варангерского), синийского Наньто, австралийского Марино или более позднего Гаскиер.

Остается еще выяснить, как были связаны эпохи предвендских оледенений с рифтогенезом, но, несомненно, что нижняя граница терминального подразделения протерозоя может быть определена только на историко-геобиосферной основе, как и всех более древних крупных подразделений докембрия. В силу самой геологической истории и ранней эволюции биосферы они не могут обосновываться по фанерозойскому типу, основное значение здесь принадлежит характеру последовательностей и их ограничений (секвенции и консеквенции). По этой причине вряд ли есть основание распространять фанерозойскую стратиграфическую терминологию на докембрий и выделять новые системы, имеющие только хронометрические ограничения без реальных стратотипов, как это предложила Международная стратиграфическая комиссия МСГН. Более всего к ним подошел бы термин “секвентема”. Венд представляется такой секвентемой переходного характера в силу двойственной природы его границ.

Академик *Б.С. Соколов*
22.05.2010

Ни одно подразделение Общей стратиграфической шкалы не вызывает столько противоречивых суждений относительно методических принципов выделения и расчленения, объема и стратиграфической принадлежности, как наиболее молодые (вендские) слои верхнего протерозоя. Вместе с тем главными проблемами стратиграфии венда являются несоответствие имеющихся стратотипов современным требованиям и несовершенство сборки региональной стратиграфической шкалы верхнего протерозоя Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления, в частности корреляции территориально разобщенных опорных разрезов венда западной части Московской синеклизы, наиболее фоссиленоносных разрезов юго-восточного Беломорья и стратиграфически наиболее полных разрезов западного склона Среднего Урала.

Представления о строении и объеме венда складывались в результате изучения разрезов, которые в процессе дальнейших исследований оказались наименее полными, нетипичными для всего осадочного палеобассейна и крайне бедно охарактеризованными палеонтологическими остатками. Прототипом венда, послужившим отправным моментом для выделения нового периода геологической истории Земли, является вендский комплекс северо-западных и западных районов Восточно-Европейской платформы. Поводом к выделению стали данные глубокого бурения на платформе в послевоенные годы, которые позволили пересмотреть представления о возрасте доордовикских образований осадочного чехла и обособить вендский комплекс (в составе гдовских и ляминаритовых слоев), отвечающий завершающему этапу докембрия, и перекрывающий его балтийский, который был отнесен к нижнему кембрию на основании находок *Sabellidites cambriensis* Yanishevsky, *Platysolenites antiquissimus* Eichwald, и ископаемых следов жизнедеятельности (Соколов, 1952). При прослеживании вендского комплекса в центральных районах платформы под гдовскими слоями были установлены еще более древние отложения, выделенные в редкинский комплекс (Копелиович, 1953). Однако при трассировании вендских отложений в юго-западную Белоруссию и северную Волынь под ними была обнаружена совершенно не похожая на редкинский комплекс мощная толща метаморфизованных и недислоцированных вулканогенных и осадочных образований (Махнач, 1956, 1958), которая была выделена в волынскую серию (Брунс, 1957).

На ранних этапах исследования термин «вендский комплекс» не использовался на практике, вместо него широко применялся термин «валдайский комплекс», а сами отложения при этом относились к нижнему кембрию и существовала неопределенность с возрастом редкинского комплекса (Решения..., 1951). Позднее, когда валдайский комплекс получил статус серии, объем этого стратиграфического подразделения был увеличен за счет включения в его состав редкинских отложений центральных районов Вос-

точно-Европейской платформы (взамен гдовских слоев северо-западных районов) (Соколов, 1958). Номенклатура верхневалдайских отложений при этом была существенно модифицирована: взамен термина «ляминаритовые слои», для северо-западной части платформы Б.С. Соколов предложил термин «котлинская свита», тогда как мощная надредкинская толща валдайских отложений центральных районов платформы была выделена Л.Ф. Солонцовым (1962) в поваровскую свиту.

В 1962 г. на Межведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы в составе верхнего протерозоя было окончательно принято выделять вендский комплекс как особое надрифейское стратиграфическое подразделение в объеме волынской и валдайской серий (Решения..., 1965). Валдайская серия была принята в объеме редкинской и поваровской свит, и таким образом было постулировано, что волынские отложения древнее редкинских, однако на практике проблема корреляции волынских отложений юго-западных районов платформы и нижневалдайских отложений центральных районов решалась не однозначно (Брунс, 1963; Махнач, 1963; Кирсанов, 1968а, б).

Нижняя часть волынской серии на востоке Белоруссии (Оршанская впадина), сложенная чередующимися пачками диамиктитов, песчаников, алевролитов и глин, сначала была обособлена в вильчанскую свиту (Бессонова, Чумаков, 1968, 1969). Позже толща с диамиктитами была выделена из состава волынской серии в самостоятельную глускую свиту [выделена А.С. Махначом с соавторами (1976)] и объединена с подстилающими отложениями, известными под названием блонской свиты, в вильчанскую серию.

В 1974 г. на Межведомственном совещании по уточнению унифицированных и корреляционных схем верхнего докембрия Русской платформы было принято трехчленное деление вендского комплекса на вильчанскую, волынскую и валдайскую серии (Объяснительная записка..., 1978). В схеме была отражена точка зрения, что эффузивно-пирокластические образования Волыни постепенно замещаются туфогенно-осадочными породами на востоке Белоруссии (Брунс, 1957; Махнач, Веретенников, 1970; Махнач и др., 1976), хотя на самом деле эти толщи приурочены к двум различным палеобассейнам седиментации – Брестской и Оршанской впадинам (Якобсон, 1971).

Дальнейшее изучение вендского комплекса Восточно-Европейской платформы было направлено на детализацию схемы расчленения, в первую очередь валдайской серии. Например, В.В. Кирсанов (1968а, б) предложил расчленить поваровскую свиту центральных районов платформы на макарьевские, переславские, петровские и некрасовские слои. Л.Ф. Солонцов и Е.М. Аксенов (1970) уменьшили объем редкинской свиты, обособив нижнюю ее часть в плетеневскую свиту, и предложили вместо поваровской свиты выделять любимскую и решминскую свиты, разделив при этом любимскую на четыре подсвиты: зимнегорскую, залесскую, солигаличскую и учскую. В северных районах платформы Л.Ф. Солонцов и Е.М. Аксенов (1970) установили аналоги плетеневской, редкинской, любимской и решминской свит, при этом редкинская свита была скоррелирована с отложениями, которые здесь ранее выделялись в усть-пинежскую свиту (Кривцов,

1958). Для усть-пинежской свиты было предложено расчленение на лямичскую, тексинскую и кижмольскую подсвиты.

Проведенная детализация схемы расчленения позволила заметно усовершенствовать и схему корреляции отложений. В.В. Кирсанов (1968а, 1970) сопоставил между собой разрезы вендского комплекса Московской синеклизы и установил, что типовой разрез валдайской серии, расположенный на Латвийской седловине за пределами синеклизы (скв. Невель), включает в себе стратиграфическое несогласие и перерыв между редкинской и поваровской свитами, а наиболее полные и мощные разрезы вендского комплекса расположены на восточной окраине Восточно-Европейской платформы (Кирсанов, 1968в). В качестве парастратотипа валдайской серии был выбран разрез скв. Любим, расположенный в восточной части Московской синеклизы. Одновременно Л.Ф. Солонцов и Е.М. Аксенов предложили схему корреляции валдайской серии северо-западных и западных районов Восточно-Европейской платформы с разрезами ее центральных и северных районов, основанную на результатах циклического анализа и представлениях о прогрессивном строении циклитов с использованием маркирующих горизонтов вулканических туфов и с учетом распределения органостенных микрофоссилий (Аксенов, Иголкина, 1969; Аксенов, Волкова, 1969; Солонцов, Аксенов, 1970; Солонцов и др., 1970). В качестве парастратотипов валдайской серии были предложены разрезы скважин в приосевой зоне Московской синеклизы и в соседней Мезенской синеклизе (скважины Усть-Пинега и Котлас), где серия первоначально разделялась на четыре свиты: плетневскую, усть-пинежскую, любимскую и решминскую. Позднее, в 1983 г. была утверждена новая схема стратиграфии докембрийских отложений Мезенской синеклизы, согласно которой валдайская серия расчленялась на усть-пинежскую, мезенскую и падунскую свиты (Верхний докембрий..., 1986).

В 1977 г. на Первом всесоюзном совещании по общим вопросам расчленения докембрия СССР было предложено рассматривать венд в качестве подразделения общей стратиграфической шкалы без определенного ранга (Келлер и др., 1977). В составе венда западных и центральных районов Восточно-Европейской платформы были выделены три горизонта: древлянский, редкинский и котлинский (Аксенов и др., 1978). Критериями для выделения горизонта, как правило, служат приуроченность всех стратонов, входящих в его состав, к единому палеобассейну осадконакопления и наличие биостратиграфической основы корреляции, однако в случае с региональными стратиграфическими подразделениями венда Восточно-Европейской платформы первый из этих критериев не был выполнен. Так, в состав горизонтов были включены отложения разных осадочных палеобассейнов – Московского эпикратонного и Днестровского перикратонного, а отсутствие у редкинского и котлинского горизонтов стратотипов обусловило неоднозначное понимание их объема и корреляционных признаков не только в отечественной, но и в международной практике.

В 1990 г. на Втором всесоюзном совещании по общим вопросам расчленения докембрия СССР в составе верхнепротерозойской эонотемы «на особых правах» эратемы была утверждена вендская система (Семихатов и др., 1991; Постановления..., 1992). Выделение венда в ранге системы, не во-

шедшей в состав какой-либо эратемы, нарушило принцип таксономической соподчиненности стратиграфических подразделений. Кроме того, при выделении вендской системы не была установлена необходимая система стратотипов; отмечено лишь, что «типом венда является последовательность лапландского, редкинского, котлинского и ровенского горизонтов (региоярусов) юго-западной части Русской плиты» (Семихатов и др., 1991, с. 11), объем которых понимается далеко не однозначно.

Одновременно с утверждением вендской системы в 1990 г. было принято ее деление на нижний и верхний отделы, при этом нижний венд отвечал объему лапландского гляциогоризонта (Постановления..., 1992). Этот гляциогоризонт был предложен Н.М. Чумаковым (1970, 1974, 1985) как своеобразное региональное климатостратиграфическое подразделение Восточно-Европейской платформы, включающее ледниковые образования и парагенетически связанные с ними отложения. Стратотип горизонта был выбран в разрезе Танафьорд п-ова Варангер (Северная Норвегия) в объеме свит Smalfjord, Nyborg и Mortensnes (серия Vestertana). В центральных районах платформы (Оршанская впадина) к лапландскому горизонту была отнесена вильчанская серия. Следует отметить несовершенство такого подхода к выделению нижнего венда. Во-первых, лапландский гляциогоризонт не отвечает требованиям Стратиграфического кодекса (третье издание Кодекса 2006 г. также не предусматривает выделение гляциогоризонтов), а стратотип его выбран за пределами Московской синеклизы. Во-вторых, отсутствие данных о возрасте диамиктитов вильчанской серии и четких критериев проведения нижней границы вильчанских отложений за пределами Оршанской впадины допускает многовариантность их корреляции с периодическими изменениями климата, зафиксированными в позднерифейское и вендское время (Кирсанов, 1970; Якобсон, 1971; Чумаков, 1974, 1978, 1993; Постникова, 1977). Ситуация осложняется тем, что со временем к лапландскому горизонту стали относить толщи, происхождение которых не связано с климатическими изменениями.

Нижняя граница верхнего венда проведена «исходя из контрастности палеонтологической характеристики лапландской и постлапландской частей венда и четкости соответствующего историко-геологического рубежа, связанного с постгляциальной валдайской трансгрессией» (Постановления..., 1992, с. 32). В свою очередь, палеонтологическая характеристика верхнего венда дает основания разным исследователям проводить более детальное расчленение отложений. Первоначально по различиям в таксономическом составе комплексов органостенных макроостатков верхний венд в объеме валдайской серии был разделен на редкинский и котлинский горизонты (Постановления..., 1978; Гниловская и др., 1979). В дальнейшем характеристика редкинского горизонта пополнилась макроостатками (отпечатками и слепками) мягкотелых организмов, которые к тому времени были обнаружены в обнажениях в юго-восточном Беломорье и Подольском Приднестровье (Аксенов и др., 1978). Вместе с тем развитие знаний о строении разрезов беломорского венда все более подчеркивало своеобразие фоссиленосного интервала (Станковский и др., 1981, 1985; Гражданкин, Бронников, 1997; Гражданкин, 2003). Появилось мнение, что стратиграфический интервал распространения остатков мягкотелых организмов, кроме редкинских

отложений, охватывает также и нижнюю половину котлинского горизонта, причем в котлинских отложениях ископаемая мягкотелая биота достигает наибольшего разнообразия (Состояние изученности..., 2008).

Верхняя граница венда соответствует нижней границе кембрийской системы, которая на Восточно-Европейской платформе определяется одними исследователями в подошве балтийской серии, а другими – внутри нее, в основании лонтоваского горизонта (Менс и др., 1987). Существует также точка зрения о вендском (дотоммотском) возрасте всей балтийской серии (Кирьянов, 1987, 1993). В этой связи остается дискуссионным стратиграфическое положение ровенского горизонта, который в настоящее время рассматривается в качестве самого верхнего подразделения венда (Постановление..., 1992). Стратотип горизонта находится на западном склоне Украинского щита, за пределами Московской синеклизы. Опорным разрезом ровенского горизонта в Московской синеклизе является стратотип некрасовской свиты (Стратиграфическая схема..., 1996). Отложения распространены в северной и западной частях синеклизы. Однако при изучении падуновской свиты юго-восточного Беломорья, традиционно сопоставляемой с котлинским горизонтом, были обнаружены ископаемые следы жизнедеятельности *Diplocraterion parallelum* Torell, которые, по имеющимся ныне данным, появляются в нижнем кембрии. Они известны из нижнекембрийских отложений Австралии, Испании, Канады, Швеции и Норвегии (Crimes et al., 1977), а на южном склоне Балтийского щита находки происходят из сиверской свиты балтийской серии (лонтоваский горизонт) и тискреской свиты ливской серии (талсинский горизонт) нижнего кембрия (Менс, Пиррус, 1977; Палий и др., 1979; Менс и др., 1987). *Diplocraterion* также широко распространен в разновозрастных толщах завишиньской и каплоносской свит Польши (Pacześna, 1986). Таким образом, вопрос о положении верхней границы венда в Мезенской синеклизе, как и на Восточно-Европейской платформе, в целом остается открытым (Гражданкин, Краюшкин, 2007).

Современная Общая стратиграфическая шкала докембрия, в которой венд занимает ранг системы, построена по хроностратиграфическому принципу (Семихатов и др., 1991; Постановления..., 1992; Семихатов, 1993, 1995). Вне всякого сомнения, для придания венду статуса полноценного хроностратиграфического подразделения необходимо опираться на надежно обоснованный каркас из наиболее полных осадочных последовательностей и содержащихся в них ископаемых остатков, определение стратотипов подразделений в естественных обнажениях и закрепление границ в специально избранных разрезах. Сделать это на базе типовых разрезов венда Московской синеклизы не представляется возможным, о чем свидетельствует наметившаяся тенденция использования в качестве парастратотипов разрезов венда соседней Мезенской синеклизы (скважины Усть-Пинега и Котлас). Кроме того, разрезы вендских отложений западного склона Среднего Урала (серебрянская и сылвицкая серии) заметно выделяются на фоне разновозрастных осадочных последовательностей Восточно-Европейской платформы. Они характеризуются сравнительной полнотой осадочной летописи, наличием на нескольких стратиграфических уровнях диамиктитов и прослоев вулканических пеплов, а также широким вертикальным распространением и высоким морфологическим разнообразием иско-

паемых остатков при достаточно хорошей обнаженности и возможности детального седиментологического изучения отложений как вдоль регионального палеосклона, так и вкрест него. Перечисленные особенности позволяют рассматривать эти разрезы в качестве опорных для венда Восточно-Европейской платформы, что, в свою очередь, открывает большие возможности для их сопоставления с типовыми осадочными последовательностями верхнего протерозоя других регионов мира (Соколов, 1997).

Отмеченные обстоятельства определили выбор западного склона Среднего Урала в качестве отправного пункта на пути создания хроностратиграфического каркаса вендских отложений Восточно-Европейской платформы. Предлагаемая вниманию читателей книга посвящена изложению результатов комплексного литолого-геохимического и фациально-генетического изучения верхней части вендской осадочной последовательности, которая выделяется в сылвицкую серию (Аблизин и др., 1982). Основной задачей исследований было разделение сылвицкой серии на осадочные системы – совокупности генетически взаимосвязанных геологических тел, которые сформировались на поздневендском этапе геологической истории среднеуральского сегмента палеобассейна и являются результатом взаимодействия различных физических, химических или биологических факторов. Осадочные системы (сукцессии) и содержащиеся в них ископаемые остатки в будущем позволят нам спроектировать хроностратиграфический каркас венда и послужат прототипами региональных стратиграфических подразделений (горизонтов) (Семихатов, 1995, 2008), а секвенстратиграфический подход в исследованиях повышает корректность «развертки» хроностратиграфической шкалы на площадь, подтверждает валидность подразделений и увеличивает разрешающую возможность шкалы.

Результаты исследований Б.Д. Аблизина с соавторами (1982) сыграли решающую роль в разработке современной стратиграфической шкалы венда западного склона Среднего Урала. Оценивая состояние изученности сылвицкой серии, важно отметить, что нашими предшественниками была проделана огромная работа: выделены свиты (Младших, Аблизин, 1967; Аблизин и др., 1982); проведена корреляция с вендскими отложениями Восточно-Европейской платформы, при этом существуют различные варианты сопоставления (Кирсанов, 1968в; Хоментовский, 1976; Аксенов, 1985; Ключина, 1990, 1991); дана палеонтологическая характеристика отложений (Беккер, 1977, 1980а, 1985а; Варганов, 1998; Кривошеев, Поленов, 2001); предприняты попытки фациального и формационного анализа (Ключина, 1982; Ключина, Курбацкая, 1970; Курбацкая, Аблизин, 1970; Беккер, 1988; Курбацкая, 2004); получены изотопно-геохронологические данные, позволяющие судить о возрасте (Беккер, 1980б). Однако приходится признать, что процесс разработки стратиграфической шкалы остался незавершенным: имеющийся стратотип чернокаменной свиты не обеспечивает стабильность единообразного понимания ее объема и корреляционных признаков. Не менее важно уточнение положения границ общих подразделений верхнего докембрия в разрезах западного склона Среднего Урала. Достаточно напомнить, что в схемах одних авторов старопечнинская свита относится к верхнему венду (Хоментовский, 1976; Аксенов, 1985), причем иногда в основании старопечнинской свиты предполагается крупный стратиграфический перерыв (Хоментовский, 2008),

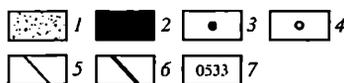
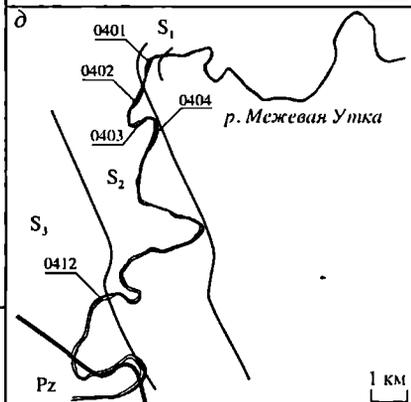
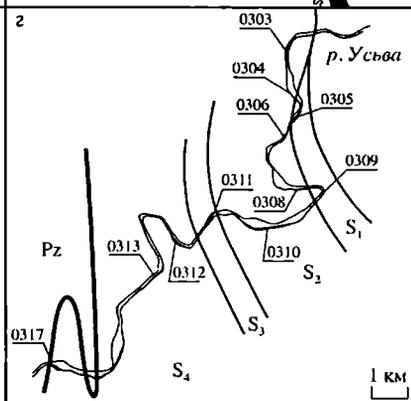
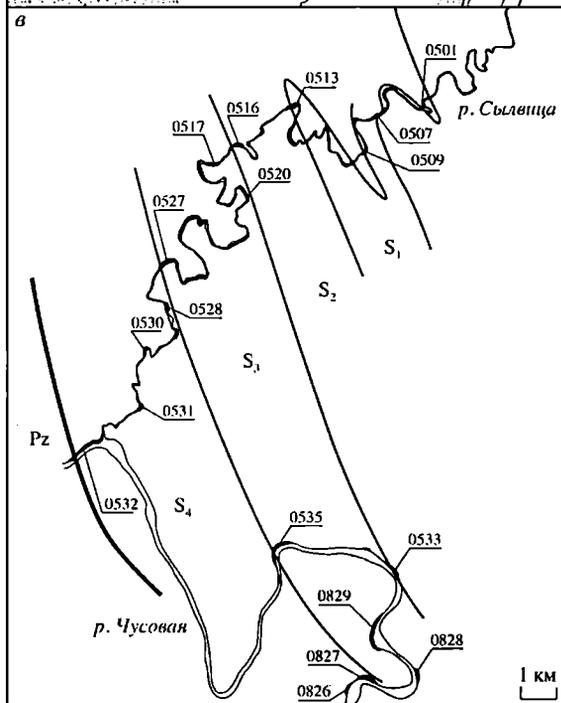
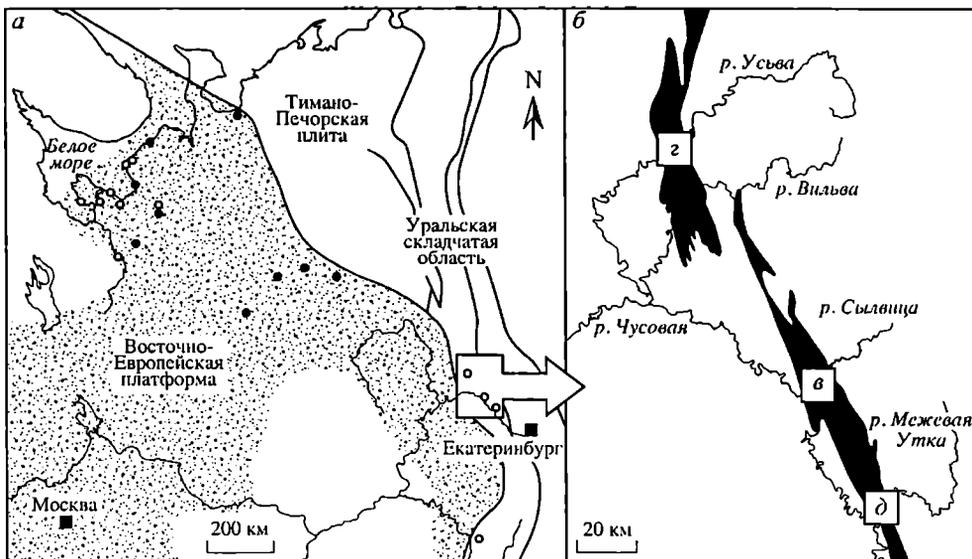


Рис. 1. Местоположение изученных разрезов сыльвицкой серии:

1 – валдайская серия; 2 – сыльвицкая серия; 3, 4 – местонахождения остатков представителей поздневендской ископаемой биоты; 3 – скажины, 4 – обнажения; 5 – границы осадочных систем; 6 – контакт с отложениями палеозойского (Pz) возраста; 7 – номера разрезов.

а – распространение валдайской серии на восточной и северо-восточной окраине Восточно-Европейской платформы; б – распространение сыльвицкой серии на западном склоне Среднего Урала; в – д – местоположение разрезов и границ осадочных систем S₁–S₄: в – р. Сыльвица; з – р. Усьва; д – р. Межевая Утка

тогда как у других авторов нижняя часть старопечнинской свиты относится к нижнему венду (Чумаков, 2004; Чумаков, Сергеев, 2004; Чумаков, Покровский, 2007). Решить эти проблемы можно только опираясь на надежный хроностратиграфический каркас.

В период с 2002 по 2009 гг. авторами проведено детальное изучение многочисленных обнажений сыльвицкой серии, расположенных в долине р. Чусовой от дер. Заречная (Бабенки) до скалы Синий Камень (2006 и 2008 гг.), а также по ее правым притокам, прорезающим западный склон Среднего Урала в субширотном направлении (рис. 1): по р. Межевая Утка от устья руч. Тулумка до горы Глядень (2004 г.), по р. Серебряная от дер. Серебрянка до устья руч. Шурьш (2008 г.), по р. Сыльвица от урочища Старопечное до устья (2002, 2003 и 2005 гг.) и по р. Усьва от урочища Вилуха до скалы Мултык (2003, 2006 и 2009 гг.). Пересечения по рекам Межевой Утке, Серебряной, Чусовой и Сыльвице характеризуют южную часть западного крыла Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория (Синегорский антиклинорий), а по р. Усьве – северную его часть (Басего-Кваркушский антиклинорий).

Успешному проведению экспедиционных работ в разные годы содействовали Г.А. Мизенс, С.В. Колотов, С.В. Репин, А.П. Миронов (водитель), В.Н. Подковыров, М.Н. Медведев, А.Ю. Корнилова, Ю.В. Шувалова, Т.И. Степанова, Н.А. Кучева, М.П. Снигирева, А.З. Бикбаев, Ю.Б. Корнилов, Н.С. Клещенко, Г.А. Петров, Н.В. Быкова, В.В. Марусин, А.В. Колесников, С.А. Сапурин и Т.М.Р. Mustill. Всем им авторы выражают свою искреннюю признательность.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (гранты 03-05-64121 «Палеогеография и основные этапы развития вендского седиментационного бассейна области сочленения Русской платформы и Урала», 06-05-64223 «Фациально-климатическая зональность и экологическая структура беломорской биоты венда», 09-05-00279 «Вендские осадочные системы, экосистемные перестройки и геохимические тренды на Восточно-Европейской платформе»), Программы президиума РАН «Происхождение и эволюция биосферы» (проекты «Проблема эволюции жизни и биоминералы; коэволюция абиотических и биотических событий в венде», «Абиотические и биотические предпосылки экологической эскалации мягкотелой биоты эдиакарского типа венда», «Фациально-экологическая модель котлинской осадочной системы» и «Эволюция процессов выветривания и педогенез в неопротерозое»), интеграционного комплексного проекта Дальневосточного, Сибирского и Уральского отделений РАН «Реконструкция источников поступления вещества в осадочные бассейны Северной Евразии: обстановки седиментогенеза, потенциальная рудоносность», а также Natural Environment Research Council, Великобритания (грант NER/A/2001/01049) и Irish Research Council for Science, Engineering and Technology, Ирландия (Д.В. Гражданкин).

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ

Туфогенно-алюмосиликокластические отложения западного склона Среднего Урала, ныне выделяемые в сылвицкую серию верхнего венда, первоначально относились к нижнему девону, а затем сопоставлялись с ашинской свитой Южного Урала, возраст которой считался среднедевонским. Предположения о верхнепротерозойском возрасте этих отложений впервые были высказаны С.В. Младших и Б.Д. Аблизиным (1967) по результатам геолого-съёмочных работ 1956–1957 гг. на основе сопоставления с вендским комплексом Восточно-Европейской платформы. Одновременно была выделена сылвицкая серия и предложено ее расчленение на старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменскую и усть-сылвицкую свиты. Следует отметить, что до 1967 г., когда еще не были опубликованы стратиграфическая схема и названия стратонов, в составе осадочной последовательности выделялись красногорская и ялунинская толщи (Ключина, Пинегин, 1961; Ключина, 1963). Различия между толщами заключались в литологическом составе отложений (красногорская толща – зеленовато-серая окраска, мелкозернистые песчаники с ровной, волнистой и косой слоистостью и эрозионными текстурами на подошве; ялунинская – зеленовато-серая и буровато-фиолетовая окраска, мелко- и среднезернистые песчаники с ровной и косой слоистостью и разнообразными знаками ряби на кровле) и характере переслаивания [красногорская толща – тонкое и ритмичное чередование; ялунинская – без «намеков на ритмичное строение» (Ключина, Пинегин, 1961, с. 1434)]. Названия толщ не получили широкого применения. В принятой в 1990 г. стратиграфической схеме докембрийских отложений Урала (Шалагинов, 1994) в верхнем венде западного склона Среднего Урала выделяется сылвицкая серия, которая подразделяется на старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменскую и усть-сылвицкую свиты.

С момента принятия стратиграфической схемы докембрийских отложений Урала (IV Уральское межведомственное стратиграфическое совещание, апрель 1990 г.) прошло 20 лет. В связи с возросшим интересом мирового научного сообщества к венду Урала (в целях построения хронологии важнейших макроэволюционных сдвигов и макроэкологических трансформаций, которые привели к модернизации экосистем на границе венда и кембрия) возникла необходимость составления обновленной стратиграфической шкалы вендских отложений этого региона, которая позволила бы рассматривать палеонтологические находки в контексте фациально-генетических особенностей отложений и анализировать пространственно-временные особенности распределения организмов в палеобассейне, существовавшем в позднем венде на восточной и северо-восточной периферии Восточно-Европейской платформы. Про-

веденные авторами исследования подтвердили возможность расчленения сыльвицкой серии на четыре свиты согласно схеме Б.Д. Аблизина с соавторами (1982), а также позволили существенно уточнить стратиграфию чернокаменной свиты (Гражданкин и др., 2009; Гражданкин, Маслов, 2009).

Общая мощность сыльвицкой серии, по оценкам Б.Д. Аблизина с соавторами (1982), достигает 2650–2850 м, а по представлениям авторов, основанным на детальном описании и сопоставлении относительно непрерывных опорных разрезов, не превышает 1800 м. Во всех изученных пересечениях сыльвицкая серия с размывом залегает на вулканогенных, карбонатных или алюмосиликокластических образованиях серебрянской серии вендского возраста и несогласно перекрывается песчаниками такатинской свиты раннедевонского возраста (Аблизин и др., 1982).

1.1. СТАРОПЕЧНИНСКАЯ СВИТА

Свита сложена преимущественно зеленовато-серыми с желтоватым оттенком («табачного» цвета) тонкослоистыми алевролитами и пестроцветными (фисташково-зелеными, вишнево-красными) тонкослоистыми аргиллитами. Нижняя часть свиты детально изучена авторами в обнажении по р. Сыльвице выше устья руч. Кернос (обн. 0501; см. рис. 1, в). Здесь в основании осадочной последовательности старопечнинской свиты залегает маломощная (21.1 м) пачка грубо чередующихся диамиктитов (5–8 м) и крупнозернистых песчаников (0.1–0.7 м) (рис. 2). Песчаники характеризуются грубой горизонтальной, волнистой и однонаправленной косою слоистостью, эрозионной подошвой с текстурами нагрузки и волнистой кровлей. В приподошвенной части песчаников наблюдаются окатанные, не соприкасающиеся между собой обломки галечной и гравийной размерности; редкие обломки встречены и в верхней части песчаных пластов. Матриksom диамиктитов служат голубовато-серые, местами темно-серые и зеленовато-серые песчанистые тонкослоистые алевролиты. Обломки гравийной, галечной и валунной размерности (от 0.1–0.2 до 0.5 м) представлены аркозовыми песчаниками, карбонатными и кремнистыми породами, реже магматическими породами кислого состава. Верхний пласт диамиктитов постепенно переходит в мощную (100 м) толщу зеленовато-серых тонкослоистых алевролитов с линзовидными слойками песчаников. Аналогичное строение нижняя часть старопечнинской свиты демонстрирует в разрезе по р. Серебряной (Цырлина, 1958; Аблизин и др., 1982, с. 78, рис. 27). По данным Б.Д. Аблизина с соавторами (1982), в северной части Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория (к северу от р. Кусья) пачка диамиктитов отсутствует.

На алевролитах залегает мощная (80 м) толща тонкослоистых аргиллитов, окраска которых меняется от фисташково-зеленой в нижней части до вишнево-красной, местами пятнистой в верхней части (пятна серого и серо-зеленого цвета, вытянутые параллельно слоистости) (рис. 3, а). Слоистость в аргиллитах подчеркнута редкими тонкими (до 10 мм) прослоями алевролитов и тонкими (до 5 мм) прослоями туфов белого и розового цвета. Толща вишнево-красных аргиллитов содержит 6 прослоев

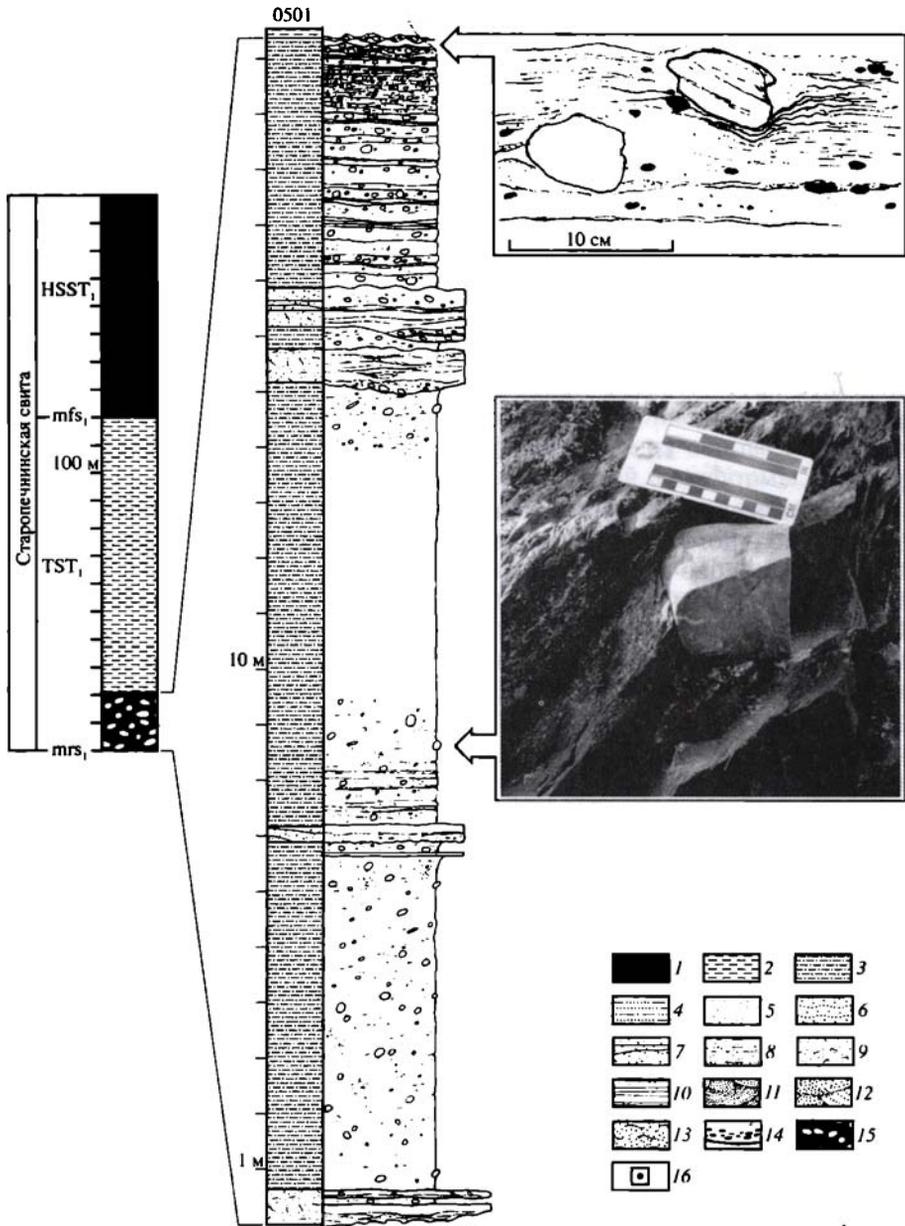


Рис. 2. Сводный разрез старопечнинской свиты в долине р. Сылвицы. Строение пачки диамиктитов (обн. 0501):

1–15 – литотипы: 1 – тонкослойные аргиллиты, 2 – тонкое переслаивание аргиллитов и алевролитов, 3 – тонкослойные алевролиты, 4 – переслаивание алевролитов и песчаников, 5 – песчаники без видимой слоистости, 6 – волнисто-слоистые песчаники, 7 – песчаники с грубой горизонтальной слоистостью, 8 – песчаники с тонкой градационной слоистостью, 9 – слепки каналов, 10 – переслаивание песчаников, 11 – песчаники с многоэтажной косой слоистостью, 12 – песчаники с крупной мульдообразной косой слоистостью, 13 – песчаники с фазерной слоистостью, 14 – плоско-галечные конгломераты, 15 – диамиктиты; 16 – стратиграфическое положение вулканических туфов, для которых получен U–Pb возраст по цирконам.

Здесь и далее: TST – трансгрессивный тракт, HSST – тракт высокого стояния уровня моря, LSST – тракт низкого стояния уровня моря, mrs – поверхность максимальной регрессии, frs – поверхность форсированной регрессии, mfs – поверхность морского затопления, ts – трансгрессивная поверхность, es – эрозионная поверхность



a



б

Рис. 3. Обнажение 0507 старопечнинской свиты в долине р. Сылвицы.
a – пятнистые тонкослойные аргиллиты; *б* – общий вид обнажения

туфов. Нижняя граница толщи аргиллитов резкая, представлена в непрерывном разрезе длиной 160 м с вертикальным залеганием слоев, расположенном в северной части урочища Старопечный Кордон в подмыве левого берега р. Сылвицы в 500 м ниже по течению от скалы Четыре Брата (обн. 0507; рис. 3, *б*).

Совокупность разрезов по р. Сылвице, расположенных ниже и выше по течению от устья руч. Кернос и составляющих почти полный разрез мощностью 200 м, является составным стратотипом старопечнинской свиты (рис. 4) (Аблизин и др., 1982). В обнажениях 0501–0503, 0506 и 0507 наблюдается нижняя граница свиты, а залегание диамиктитов на разных горизонтах керносской свиты указывает на эрозионный характер этой границы.

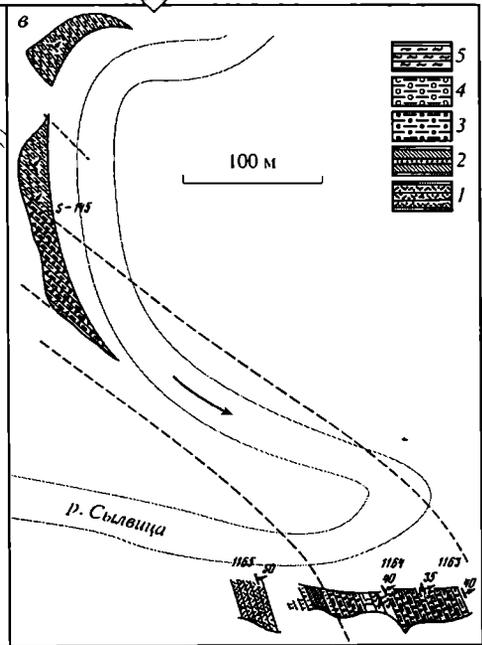
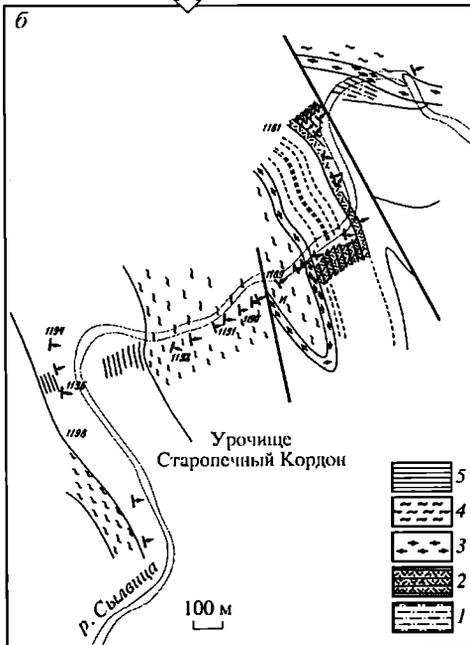
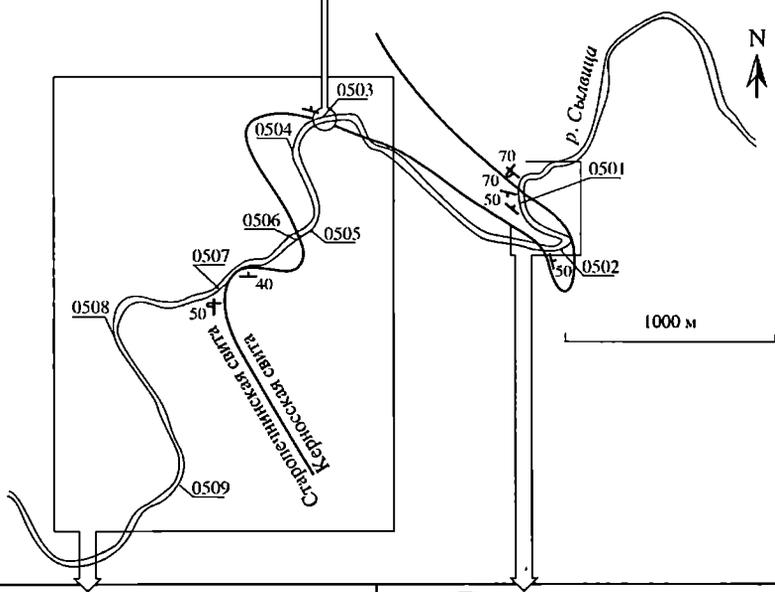
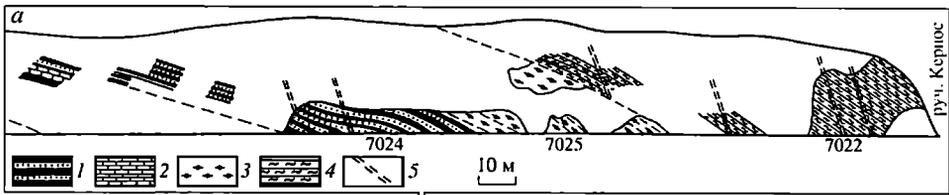


Рис. 4. Геологические схемы, составленные Б.Д. Аблизиным с соавторами (1982) и привязанные нами к излучинам р. Сылвицы:

а – обнажение 0503, расположенное в правом борту ниже по течению от устья руч. Кернос (Аблизин и др., 1982, рис. 25, с изменениями): 1–2 – керноская свита (1 – переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, 2 – известняки), 3–4 – старопечнинская свита (3 – диамиктиты, 4 – тонкослоистые алевролиты), 5 – кляваж; *б* – геологическое строение в районе обнажений 0503–0509 (ниже устья руч. Кернос) по представлениям Б.Д. Аблизина с соавторами (1982, рис. 20в, нанесено русло реки, добавлена масштабная линейка): 1–2 – керноская свита (1 – переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов и известняков, 2 – песчаники), 3–4 – старопечнинская свита (3 – диамиктиты, 4 – тонкослоистые алевролиты), 5 – перевалокская свита (тонкослоистые аргиллиты); *в* – геологическое строение в районе обнажений 0501 и 0502 (выше устья руч. Кернос) по представлениям Б.Д. Аблизина с соавторами (1982, рис. 26, нанесено русло реки, добавлена масштабная линейка): 1–2 – керноская свита (1 – песчаники, 2 – переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов), 3–5 – старопечнинская свита (3–4 – диамиктиты, 5 – тонкослоистые алевролиты)

Б.Д. Аблизин с соавторами (1982, с. 76, рис. 26) приводят описание обн. 0501 под номером S-145, а также трассирование пачек и описание обн. 0502 (под номерами 1163–1165) как фрагменты моноклинально залегающей толщи (см. рис. 4, *в*); однако проведенное авторами изучение этих обнажений показало, что вскрытая здесь пачка диамиктитов, залегающая на аркозовых песчаниках керносской свиты, образует борта опрокинутой синклинальной складки, ядро которой сложено тонкослоистыми алевролитами. Пачка диамиктитов была прослежена авторами в обн. 0506 и 0507 (см. рис. 4). Обн. 0507 описано Б.Д. Аблизиным с соавторами (1982, рис. 20, *в*, точки наблюдения 1190–1192) как моноклинально залегающая толща, ограниченная с востока тектоническим нарушением (см. рис. 4, *б*), однако авторами здесь установлена опрокинутая антиклинальная складка, ядро которой сложено аркозовыми песчаниками керносской свиты, а в бортах прослежена пачка диамиктитов.

Палеонтологические остатки в свите не обнаружены.

1.2. ПЕРЕВАЛОКСКАЯ СВИТА

Перевалокская свита сложена тонко переслаивающимися темно-серыми аргиллитами, слюдистыми алевролитами и желтовато-серыми мелкозернистыми песчаниками. В стратотипе, расположенном на р. Межевой Утке выше и ниже по течению от устья руч. Большой Перевалок (обн. 0401; см. рис. 1, *д*), представлен относительно полный разрез свиты (рис. 5, *а*, *б*):

1. Серые и темно-серые тонкослоистые аргиллиты. Слоистость подчеркнута тонкими (1–3 см) прослоями тонкослоистых кварцевых алевролитов, разделенных интервалами аргиллитов мощностью от 1.5–4 до 15–20 см. Прослой алевролитов имеют эрозионную подошву с мелкими текстурами размыва. Слоистость в аргиллитах также подчеркнута более редкими прослоями мелкозернистых песчаников (0.5–1 см) и линзовидными прослоями фосфоритовых алевролитов темно-серого цвета (от долей мм до 1 см). Мощность до 120 м (интервал 0–120 м).

2. Тонко переслаивающиеся в примерно одинаковом соотношении темно-серые аргиллиты и более светлые кварцевые алевролиты. Мощность прослоев от 0.5–3 до 5–7 см. Прослой алевролитов выдержаны по простиранию, в редких случаях наблюдается их выклинивание. В переслаивании также принимают участие относительно редкие прослой (0.5–2 см) мелкозернистых песчаников с тонкой пологоволнистой и косоволнистой слоистостью. Мощность до 70 м (интервал 120–190 м).

3. Тонкозернистые зеленовато-серые и серые песчаники с тонкой горизонтальной и косоволнистой слоистостью, переслаивающиеся с темно-серыми тонкослоистыми алевролитами и аргиллитами. Песчаники резко преобладают над алевроаргиллитами. Мощность до 50 м (интервал 190–240 м).

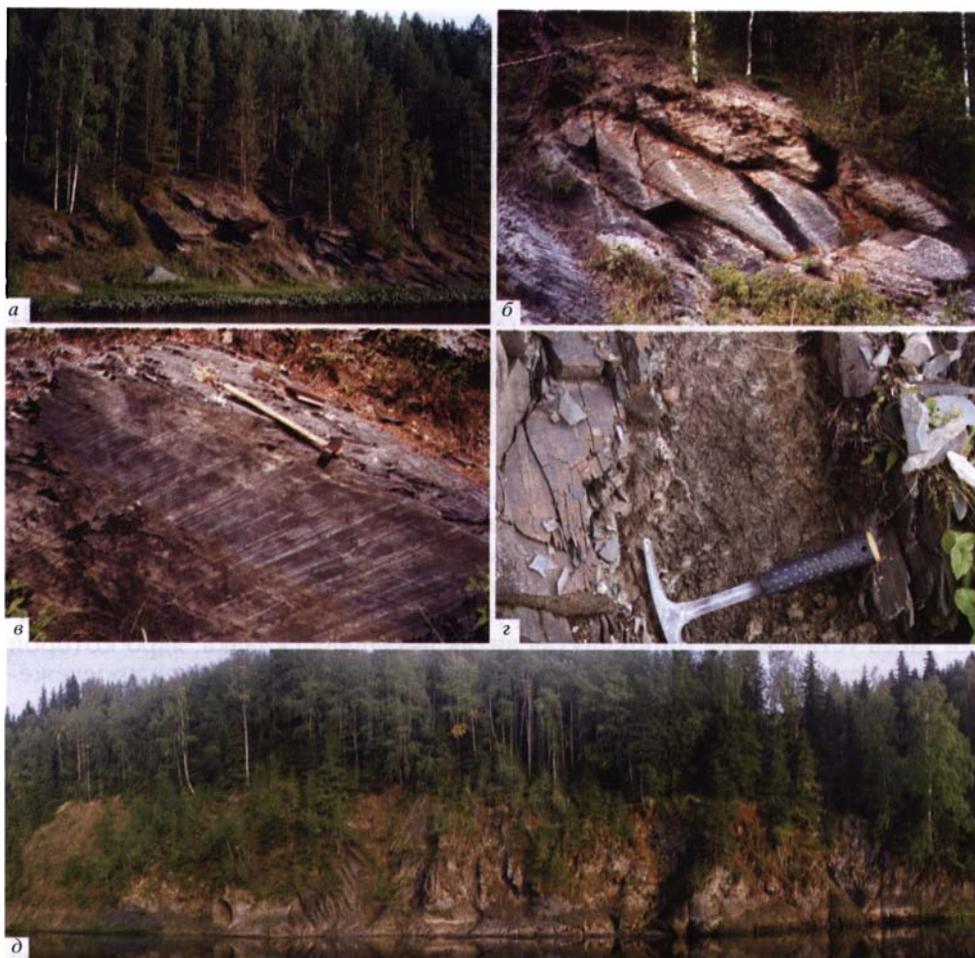


Рис. 5. Обнажения перевалокской свиты:

a – e – стратотипическое обнажение 0401 в правом борту долины р. Межевой Утки выше устья р. Большой Перевалок; *a* – общий вид обнажения, *б* – темно-серые тонкослоистые аргиллиты, *в* – тонко переслаивающиеся алевролиты и аргиллиты; *г* – *д* – скала Крутая Гора (обн. 0309) в долине р. Усьвы; *г* – прослой вулканических туфов, *д* – общий вид обнажения

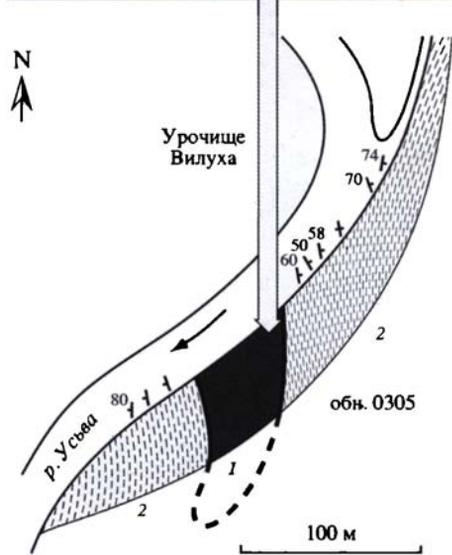
В целом типовой разрез свиты имеет выраженное регрессивное строение: в нижней части преобладает тонкое переслаивание алевролитов и аргиллитов, которое вмещает прослой тонкослоистых аргиллитов мощностью до 10 см (рис. 5, *в*), тогда как в верхней части широко распространены прослой (2–7 см) тонкослоистых алевролитов и мелкозернистых песчаников (от нескольких до 20 мм) с тонкой волнистой слоистостью (Маслов и др., 2005а; см. также, Аблизин и др., 1982, с. 81–82). В северо-западной части Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория в разрезах по р. Усьве прослой мелкозернистых песчаников встречаются крайне редко, а регрессивное строение свиты не проявлено. По всей вероятности, в северном направлении происходит постепенное выклинивание песчаных прослоев.

Рис. 6. Строение обн. 0305 в урочище Вилуха на р. Усьве.

1 – старопечнинская свита, красно-коричневые тонкослойные аргиллиты с прослоями вулканических туфов; 2 – перевалокская свита, голубовато-серые тонкопереслаивающиеся алевролиты и аргиллиты. Условные обозначения см. рис. 2



Перевалокская свита залегает на старопечнинской свите с постепенным переходом. Нижняя граница свиты условно проводится по появлению тонких слоев слюдистых алевролитов и смене окраски аргиллитов с вишнево-красной на темно-серую. Переход виден в разрезе по р. Усьве в урочище Вилуха на севере мегантиклинория (обн. 0305; см. рис. 1, 2), где пятнистые аргиллиты старопечнинской свиты выполняют ядро крупной сильно сжатой линейной антиклинальной складки (рис. 6). Ее крылья сложены тонкослойными сероцветными алевролитами перевалокской свиты (Маслов и др., 2004, 2006). Для перевалокской свиты в целом характерны линзовидные прослои и конкреции фосфоритов и тончайшие черные пленки углефицированного органического вещества, подчеркивающие слоистость (Аблизин и др., 1982). Кроме того, в скале Крутая Гора по р. Усьве (обн. 0309; см. рис. 1, 2) в толще перевалокской свиты обнаружен прослой вулканических туфов толщиной 11 см (рис. 5, 2). Мощность перевалокской свиты достигает 300 м.



В свите широко распространены остатки агглютированных многоклеточных организмов, принадлежащих к нескольким видам рода *Palaeopascichnus* Paliĵ (рис. 7) (Гражданкин и др., 2005а). В береговых обрывах скалы Крутая Гора в долине р. Усьвы (обн. 0309; рис. 5, д) тонкослойные аргиллиты перевалокской свиты содержат



Рис. 7. Остатки палеопасцихнид на подошве песчаника из перевалокской свиты (обн. 05Q8, р. Сылвица)

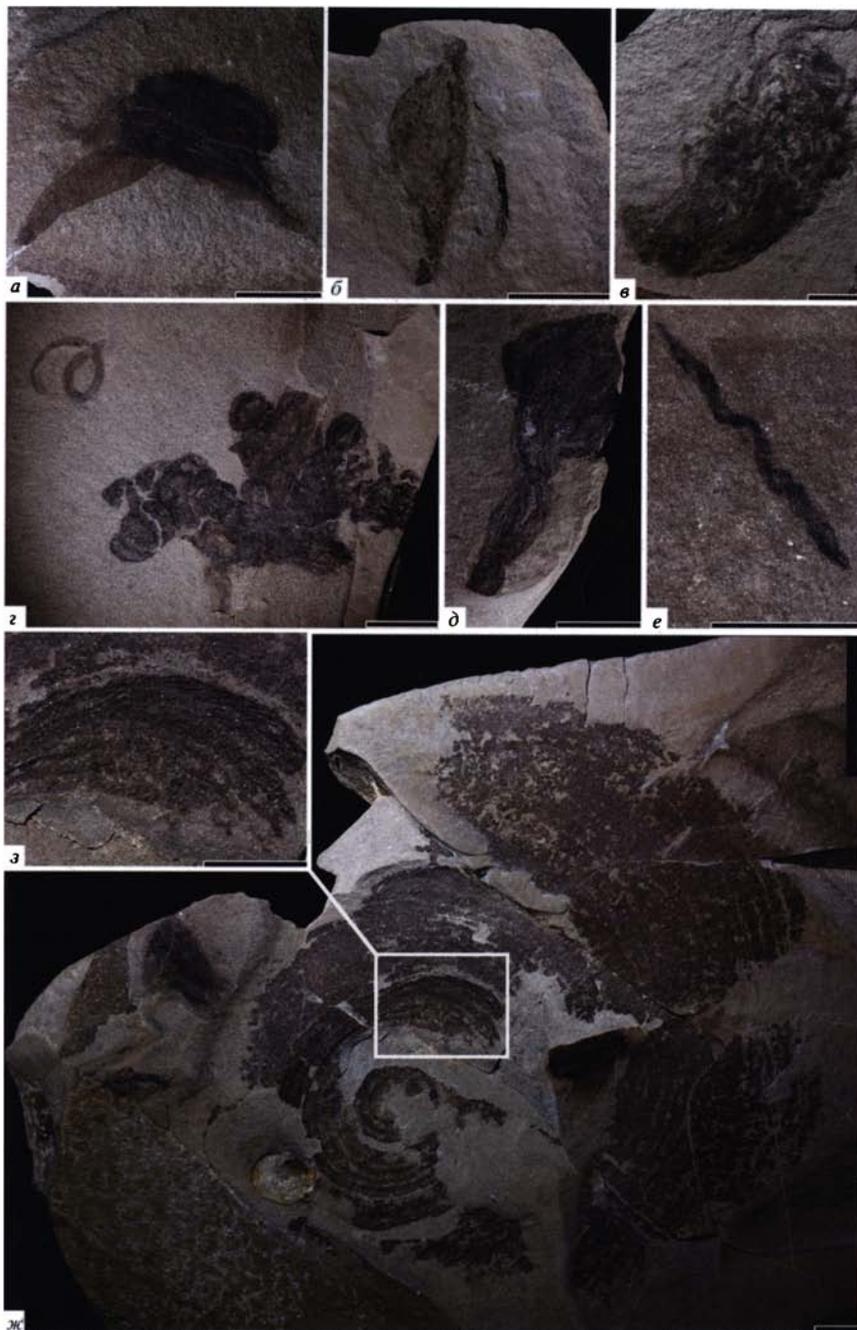
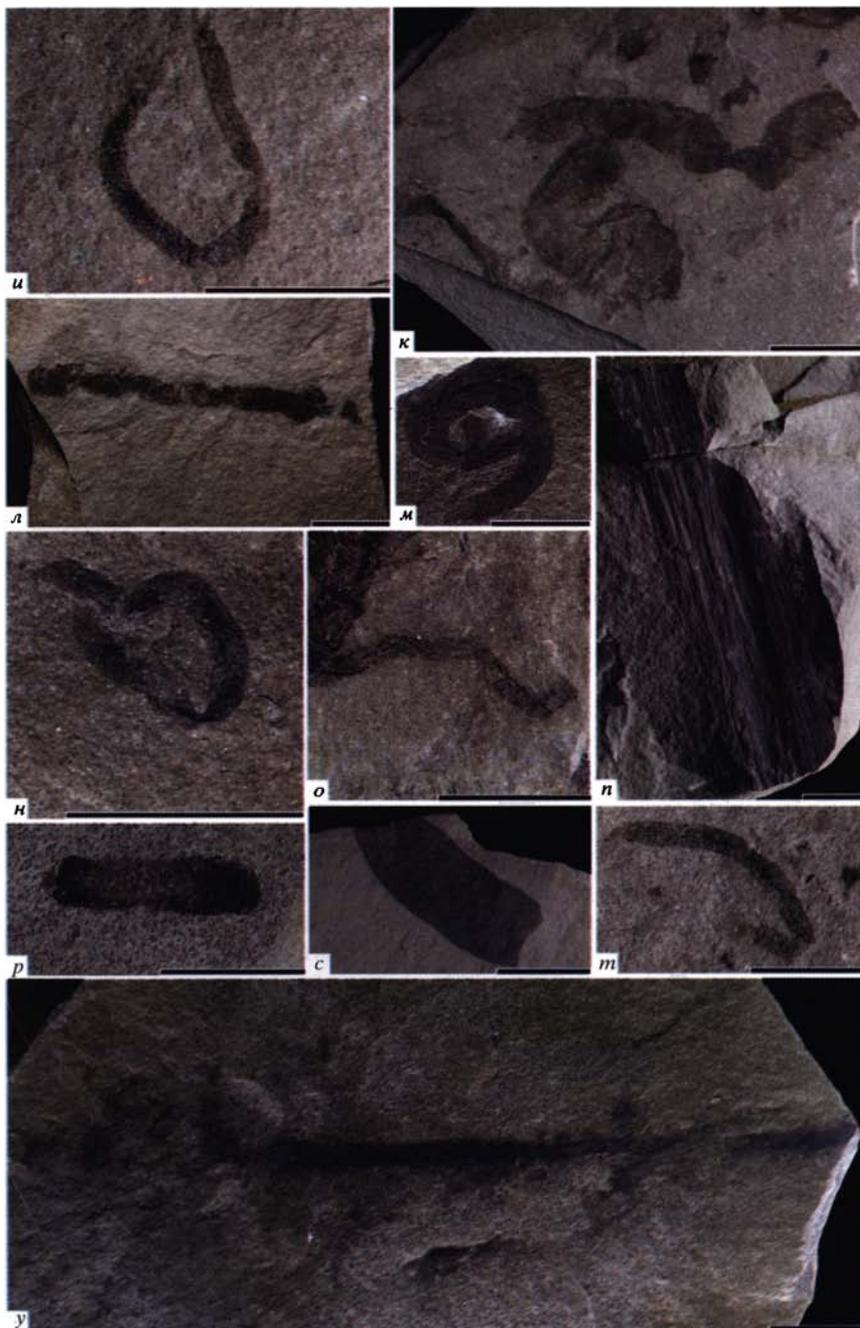


Рис. 8. Упущенные органостенные макроостатки из тонкостойстых алевро
a – ланцетовидный остаток (слева), захороненный совместно с лопастевидным слоевищем; *б* – лентовид
спиральная цилиндрическая *Grypania* (слева) и складчатое слоевище с лопастевидным краем (справа);
упущенной спирально-винтовой формы; *ж* – дисковидный остаток микробальной колонии
и подковообразно изогнутые упущенные цилиндрические формы, похожие на *Protoarenicola*; *к* – упло
дольными спиральными складками, похожие на *Liulingjiaenia*; *м* – упущенная плоско-спиральная
Tawuia; *с* – гладкая лента *Mezenia*; *у* – прямая узкая



литов перевалокской свиты (обн. 0309, р. Усьва). Подготовил В.В. Марусин.
 и – уплощенный остаток с лопастевидным выростом; в – скопления нитевидных остатков; г – уплощенная плоско-
 до – уплощенный остаток булавовидной формы, похожий на *Longfengshania*; е – нитевидный остаток
Cyclomedusa; з – складки деформации в центральной части дисковидного остатка; и, н, т – крючковидно
 шенные остатки эллиптической формы; л, о – уплощенные нитевидные и цилиндрические остатки с про-
 циллиндрической *Gypania*; п – широкая лента с продольной структурой; р – уплощенная эллипсовидная
 лента. Длина масштабной линейки 10 мм

богатый (как таксономически, так и по частоте встречаемости и массовости захоронений) комплекс уплощенных органостенных остатков (Гражданкин и др., 2007). В составе ориктоценозов идентифицированы дисковидные остатки микробиальных колоний *Cyclomedusa* Sprigg, уплощенные плоскоспиральные цилиндрические формы *Grypania* (Walcott), крючковидно и подковообразно изогнутые уплощенные цилиндрические формы, уплощенные эллипсоидные формы *Tawuia* Hofmann, прямые узкие (1–3 мм) и широкие (до 20 мм и более) ленты с продольной структурой, уплощенные остатки эллиптической и ланцетовидной формы, уплощенные нитевидные и цилиндрические остатки с продольными спиральными складками, гладкие ленты *Mezenia* Sokolov, складчатое слоевище с лопастевидным краем, уплощенные остатки булавовидной формы, скопления нитевидных остатков, лентовидный остаток с лопастевидным выростом, уплощенные цилиндрические и нитевидные спирально-винтовые остатки (рис. 8).

1.3. ЧЕРНОКАМЕНСКАЯ СВИТА

Свита представлена сложным чередованием преимущественно зеленовато-серых аргиллитов, алевролитов и песчаников полевошпат-кварцевого и полимиктового состава; в верхней части свиты отложения имеют пеструю окраску. Предыдущими исследователями свита по преобладающей окраске пород расчленялась на две неравнозначные по мощности подсвиты (Младших, Аблизин, 1967). Название «чернокаменная свита», предложенное в связи с подготовкой к изданию геологической карты в 1959 г., было опубликовано в 1967 г., после того как М.Л. Ключина и Е.Ф. Пинегин (1961) эти же отложения («верхняя часть ашинской свиты») расчленили на красногорскую и ялуниинскую толщи (Ключина, 1963), однако последние не получили широкого применения. Проведенные авторами исследования выявили более сложное строение и выраженную фаціальную изменчивость чернокаменной свиты. Во всех разрезах свита подразделяется на толщи, различающиеся набором литотипов и характером цикличности; эти толщи рассматриваются авторами в ранге подсвит. Мощность чернокаменной свиты, по данным Б.Д. Аблизина с соавторами (1982), достигает 1700 м, а по представлениям авторов не превышает 1300 м, сокращаясь на севере до 800 м.

При установлении свиты в качестве стратотипа авторами был указан разрез по правому берегу р. Сыльвицы в районе урочища Черный Камень (Аблизин и др., 1982, с. 84), однако он не является представительным в отношении литологофаціальных особенностей свиты, в этом разрезе невозможно установить объем и провести детальное расчленение свиты; кроме того, в стратотипе не обнаружены палеонтологические остатки. В качестве составного гипостратотипа чернокаменной свиты авторами предлагается совокупность стратотипов вновь выделенных подсвит, составляющих полный типовой разрез свиты.

1.3.1. Вилухинская подсвита

Осадочная последовательность вилухинской подсвиты (урочище Вилуха, р. Усьва) сложена мощными (10–70 м) пачками зеленовато-серых песчаников, чередующимися с мощными (10–50 м) интервалами фисташково-зеле-

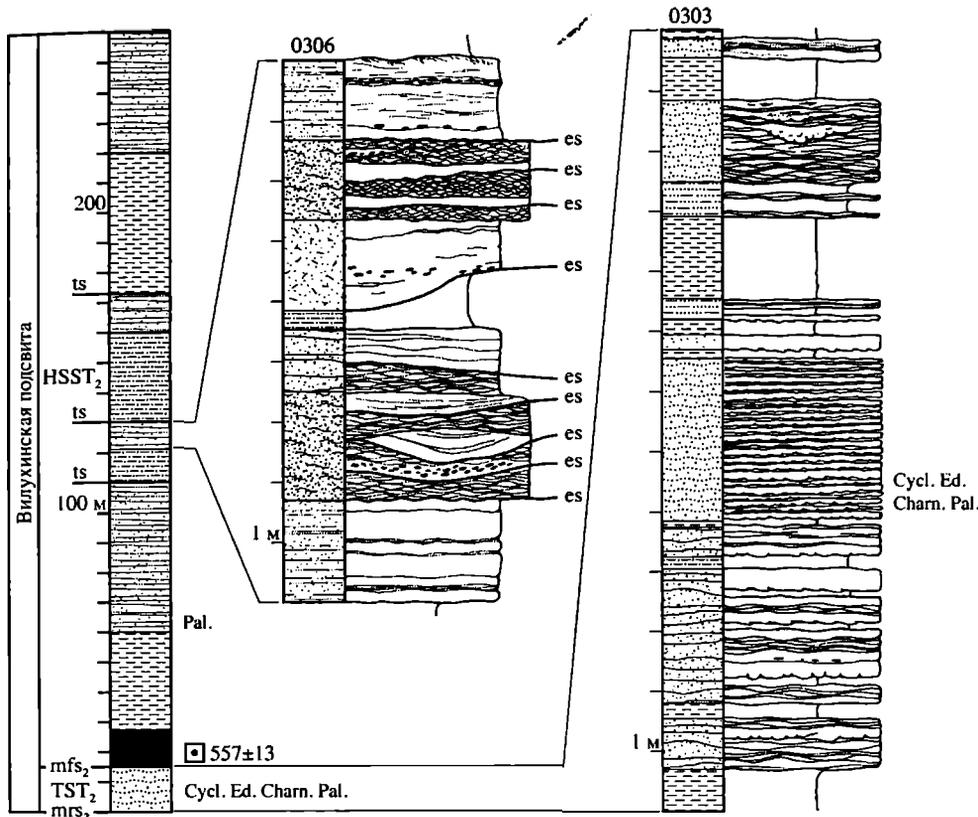


Рис. 9. Сводный разрез вилухинской подсвиты чернокаменной свиты в долине р. Усьвы и фрагменты обнажений 0303 и 0306.

Здесь и далее показано стратиграфическое положение ископаемых остатков: Belt. – *Beltanelloides*, Long. – *Longfengshania*, Cycl. – *Cyclomedusa*, Ed. – *Ediacaria*, Asp. – *Aspidella*, Med. – *Medusinites*, Charn. – *Charniodiscus*, Prot. – *Protodipleurosoma*, Maws. – *Mawsonites*, Pal. – *Palaeopascichnus*, Dick. – *Dickinsonia*, Yorg. – *Yorgia*, Nem. – *Nemiana*, Arumb. – *Arumberia*, Psam. – *Psammitichnus*.
Условные обозначения см. рис. 2

ных и вишнево-красных тонкослоистых алевроаргиллитов (рис. 9). Внутри пачек песчаники формируют пакеты мощностью от 3–10 до 15 м, разделенные пластинами алевроаргиллитов (2–11 м). В пакетах представлен широкий спектр литотипов песчаников: пластины без видимой слоистости (0.2–1.7 м), слепки каналов (0.3–1.5 м), пластины грубослоистые (до 0.55 м), пластины с тонкой волнистой слоистостью (0.2–0.9 м), пластины с пологой косою слоистостью (до 0.9 м). В пакетах песчаников наблюдаются следы размыва и скопления плоской гальки аргиллитов. Пластины песчаников в пакетах чередуются с интервалами (от 5–20 до 1.3 м), сложенными тонкослоистыми алевролитами.

В северо-западной части Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория в разрезах по р. Усьве, выше по течению от урочища Вилуха (обн. 0303; см. рис. 1, з), в основании подсвиты выделяется трансгрессивно построенная пачка мелко-среднезернистых песчаников. Мощность пачки не установлена; видимая мощность в обн. 0303 (см. рис. 9) достигает 13 м.

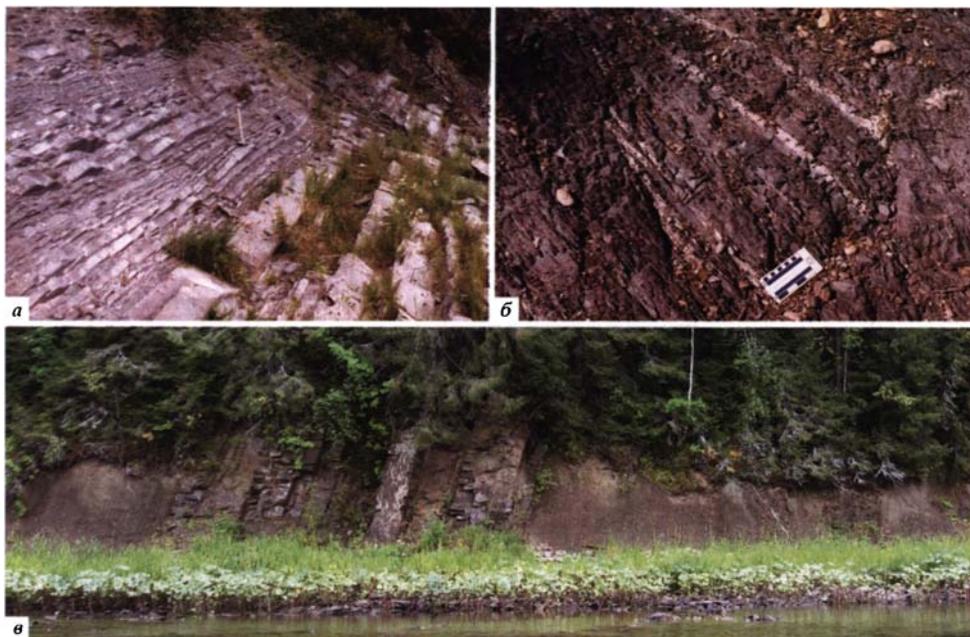


Рис. 10. Стратотипические обнажения вилухинской подсвиты чернокаменской свиты в долине р. Усьвы:

а – пачка мелко- и среднезернистых песчаников в основании вилухинской подсвиты (обн. 0303); *б* – пятнистые тонкослоистые алевролиты с прослоями вулканических туфов светло-сиреневого, розового и светло-серого цвета в нижней части подсвиты (обн. 0304); *в* – пакеты мелко- и среднезернистых песчаников, чередующиеся с интервалами тонкослоистых алевроаргиллитов (обн. 0306)

В нижней части пачки преобладают пласты песчаников (0,2–0,6 м) с эрозивной подошвой без видимой слоистости либо с грубой горизонтальной и бугорчатой, местами с однонаправленной косой и косоволнистой слоистостью со знаками ряби на кровле (рис. 10, *а*) (Маслов и др., 2004). Слелки следов размыва и текстуры нагрузки на подошве пластов выполнены крупнозернистым песчаным материалом. В средней части пачки песчаники образуют сравнительно маломощные прослои (6–15 см), разделенные пропластками алевроаргиллитов (см. рис. 10, *а*). В песчаниках широко распространена однонаправленная косоволнистая слоистость. Верхняя часть пачки состоит из тонко переслаивающихся алевролитов и аргиллитов с прослоями (7–14 см) мелко- и крупнозернистых песчаников с разнонаправленной косоволнистой слоистостью.

Выше пачки песчаников с резким контактом залегает пачка (12 м) шоколадно-коричневых, местами пятнистых аргиллитов, содержащих линзовидные прослои (10–70 мм) туфов светло-сиреневого, розового и светло-серого цвета (рис. 10, *б*) (Маслов и др., 2006). Далее следует мощная пачка, сложенная тонко переслаивающимися зеленовато-серыми алевролитами и аргиллитами и редкими песчаниками. В непрерывном разрезе по р. Усьве, ниже по течению от о-ва Большой Сиговский (обн. 0308; см. рис. 1, *з*), мощность этой пачки достигает 30 м. Разрез вилухинской подсвиты продолжает толща (70 м), сложенная разнообразными литотипами мелкозернистых пе-

счаников и тонкослоистыми алевролитами (рис. 10, в). Вверх по разрезу толщи происходит постепенное увеличение размерности обломочного материала песчаников и глубины эрозионных врезов, выполненных мелко-среднезернистыми песчаниками, а завершает разрез пакет (9.1 м), сложенный чередующимися слепками каналов, пачками крупнозернистых песчаников с флазерной слоистостью и линзовидными прослоями конгломератов, состоящих из окатанных обломков аргиллитов (обн. 0306; см. рис. 9):

1. Серовато-зеленые тонкослоистые алевролиты, чередующиеся с зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками. Песчаники слагают прослой мощностью от 2–3 до 12–15, местами до 30 см, в ряде случаев прослой песчаников сгруппированы в пакеты мощностью от 10–30 до 70–160 см, местами до 2 м. Отдельные интервалы мощностью 1.0–2.5 м сложены тонко переслаивающимися песчаниками и алевролитами. Песчаники с тонкой горизонтальной либо косоволнистой слоистостью, эрозионной подошвой и волнистой кровлей. Основание пачки не обнажено, видимая мощность превышает 20 м (интервал 0–20.17 м).

2. Пакет песчаников зеленовато-серых мелко- и среднезернистых, слагающих прослой и пласты мощностью от 5–30 до 45–55, в редких случаях до 70–80 см, разделенные маломощными (от 2–5 до 10 см) интервалами равно- и волнисто-переслаивающихся песчаников и алевролитов. Песчаники с тонкой и грубой ровной и волнистой слоистостью либо без видимой слоистости, с эрозионной подошвой (глубина врезов достигает 7 см), в приподошвенной части пластов наблюдаются крупнозернистые разности либо скопления плоской аргиллитовой гальки. Кровля песчаников ровная либо волнистая, в редких случаях – со знаками ряби, косоволнистая слоистость не характерна. Мощность 9.53 м (интервал 20.17–29.70 м).

3. Тонкое волнистое переслаивание алевролитов и песчаников. Окраска пород зеленовато-серая. Мощность 4.82 м (интервал 29.70–34.52 м).

4. Пакет песчаников зеленовато-серых мелко- и среднезернистых, слагающих прослой и пласты мощностью 2–30, в редких случаях до 60 см, разделенные прослоями и пластами зеленовато-серых тонкослоистых алевролитов (от 1–5 до 10–18, в единичном случае – 47 см). Песчаники без видимой слоистости либо с тонкой ровной слоистостью, с эрозионной подошвой и волнистой кровлей. В одном из пластов мощностью 7 см наблюдается косоволнистая слоистость. Мощность 7.92 м (интервал 34.52–42.44 м).

5. Тонкое волнистое переслаивание алевролитов и песчаников. Окраска пород зеленовато-серая с буроватым оттенком. Мощность 4.80 м (интервал 42.44–47.24 м).

6. Пакет песчаников зеленовато-серых мелко- и среднезернистых, слагающих прослой и пласты мощностью 4–34, в редких случаях до 56 см, разделенные маломощными (от 1–4 до 8 см) интервалами тонкослоистых алевролитов. Песчаники с тонкой ровной слоистостью либо без видимой слоистости, с эрозионной подошвой и волнистой кровлей. Мощность 3.0 м (интервал 47.24–50.24 м).

7. Тонкое волнистое переслаивание алевролитов и песчаников, вверх по разрезу переходит в тонкослоистые алевролиты. Окраска пород зеленовато-серая с красноватым оттенком. Мощность 10.93 м (интервал 50.24–61.17 м).

8. Пакет песчаников зеленовато-серых среднезернистых, слагающих пласты мощностью 15–45 см с тонкой горизонтальной слоистостью либо без видимой слоистости, с эрозионной подошвой и волнистой кровлей. Местами между пластами наблюдаются тонкие (3–7 см) пропластки тонкослоистых алевролитов либо волнисто-слоистых песчаников. Мощность 1.67 м (интервал 61.17–62.84 м).

9. Пачка зеленовато-серых крупнозернистых песчаников с волнистой и флазерной слоистостью, чередующихся со слепками каналов. Слепки выполнены среднезернистыми песчаниками с грубой волнистой либо тонкой ровной слоистостью, в единичном случае – плоскогальчными конгломератами, состоящими из окатанных обломков аргиллитов в песчаном матриксе. Борта каналов пологие либо крутые, с отпечатками цапапин и борозд, местами наблюдается врезание каналов в более древние каналы. Толщина слепков 30–55 см. Пачка венчается пластом тонкослоистых алевролитов, который срезается вышележащим слепком канала до толщины 32 см. Мощность 3.08 м (интервал 62.84–65.92 м).

10. Слепок канала, выполненный зеленовато-серыми, среднезернистыми песчаниками без видимой слоистости, в верхней части – с грубой волнистой слоистостью. Глубина врезания в подстилающие отложения достигает 0.5 м. В средней части наблюдаются скоп-

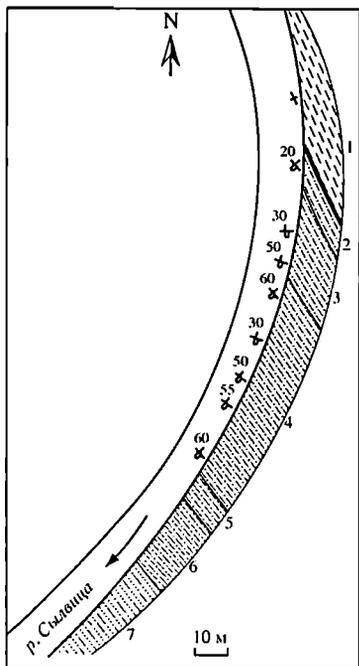


Рис. 11. Строение обнажения 0509 в долине р. Сыльвицы: 1 – перевалокская свита, тонко переслаивающиеся алевролиты и аргиллиты темно-серого цвета с прослоями светло-серых волнисто-слоистых песчаников; 2–7 – вилухинская подсвита чернокаменной свиты: 2 – зеленовато-серые тонкослоистые алевролиты, 3 – вишнево-красные и серо-зеленые тонкослоистые алевролиты с прослоями вулканических туфов (мощностью 30–50 мм), 4 – светлые зеленовато-серые тонкослоистые алевролиты с линзовидными прослоями песчаников, 5 – красно-коричневые и фиолетово-красные тонкослоистые аргиллиты с пятнами серо-зеленого цвета, 6 – светлые зеленовато-серые тонкослоистые алевролиты с линзовидными прослоями песчаников, 7 – переслаивающиеся светло-серые песчаники и алевролиты.
Условные обозначения см. рис. 2

ления плоской гальки аргиллитов. Максимальная мощность канала 1.52 м (интервал 65.92–67.44 м).

11. Пачка зеленовато-серых крупнозернистых песчаников с флазерной слоистостью, чередующихся со слепками каналов. Слепки выполнены песчаниками без видимой слоистости, местами с окатанными обломками аргиллитов. Борта каналов пологие. Толщина слепков 10–35 см. Мощность 1.57 м (интервал 67.44–69.01 м).

12. Пласт зеленовато-серых среднезернистых песчаников с эрозионной подошвой, в нижней части – без видимой слоистости, в средней части – с тонкой ровной слоистостью и линзовидными прослоями (до 10 см) конгломератов, состоящих из окатанных обломков аргиллитов, в верхней части – с косоволнистой слоистостью и знаками ряби на кровле. Мощность 1.29 м (интервал 69.01–70.30 м).

Толща песчаников в свою очередь трансгрессивно перекрывается пачкой пятнистых, вишневых и бурых тонкослоистых аргиллитов (обн. 0306; см. рис. 9), которая залегает в основании мощной (30 м) сероцветной толщи тонкослоистых алевролитов с прослоями (от 3–5 до 12–15 см) серых косоволнисто-слоистых песчаников в верхней части. Далее следует мощный (12.8 м) пакет, состоящий из песчаников (0.3–1.7 м) с эрозионной подошвой без видимой слоистости либо с грубой горизонтальной, местами с пологой косою и градационной слоистостью. В кровле последнего пласта песчаников наблюдаются бугры, сечения которых демонстрируют косую слоистость (мощность серий достигает 15 см). На песчаниках трансгрессивно залегает мощная (~50 м) толща тонко переслаивающихся зеленовато-серых алевролитов и шоколадно-коричневых аргиллитов. Последовательность отложений наблюдается в непрерывном обнажении длиной около 900 м, расположенном в подмыве левого берега р. Усьвы между островами Шишкинский и Аксеновский (обн. 0310; см. рис. 1, з) (Маслов и др., 2004).

Обнажения, дающие наиболее полное представление о строении нижней части вилухинской подсвиты в юго-восточной части Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория, расположены по р. Сыльвице в урочище Старопечный Кордон (обн. 0509; см. рис. 1, в) и по р. Межевой Утке, на участке между устьями ручьев Большой Перевалок и Большой Калиновый (обн. 0402; см. рис. 1, д) (Маслов и др., 2005а). Здесь отсутствует пачка песчаников, с которой начинается разрез по р. Усьве, и на перевалокской свите трансгрессивно залегает толща светло-серых и зеленовато-серых тонкослоистых аргиллитов и алевролитов с редкими линзовидными прослоями песчаников и тонкими прослоями (3–5 см) светлых зеленовато-серых и желтовато-коричневых туфов (рис. 11, 12, а) (Маслов и др., 2006). Местами

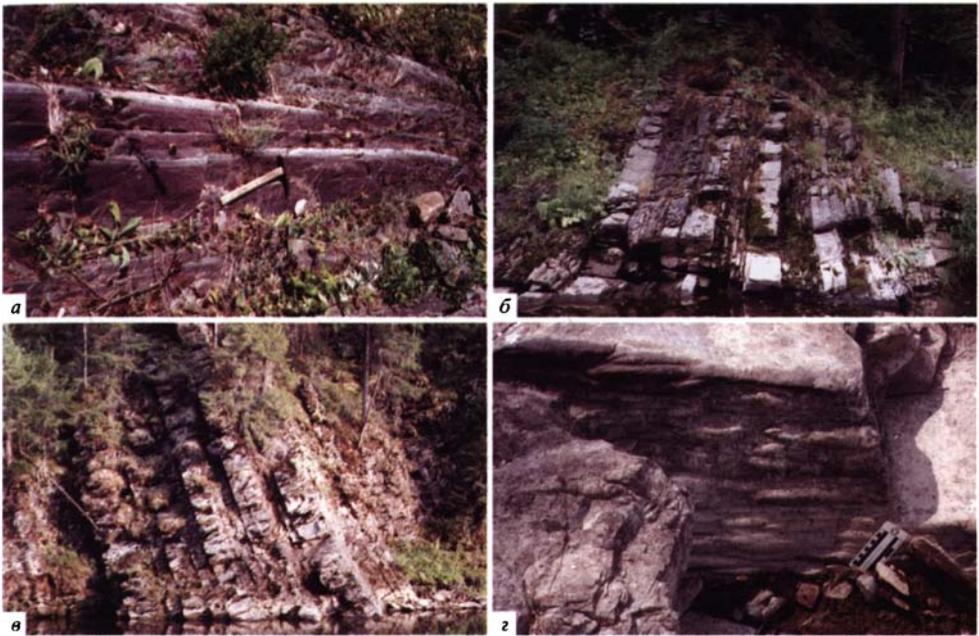


Рис. 12. Обнажения вилухинской подсвиты чернокаменной свиты в долине р. Межевой Утки: а – прослой вулканических туфов в тонкослоистых алевролитах в нижней части подсвиты (обн. 0404); б – в – пакеты песчаников (б – обн. 0406, в – 0403); г – слепки следов размыва струями течений на подошве песчаников (обн. 0402)



Рис. 13. Песчаники, венчающие вилухинскую подсвиту чернокаменной свиты в разрезе по р. Чусовой ниже дер. Верх. Ослянка (обн. 0533)

0402

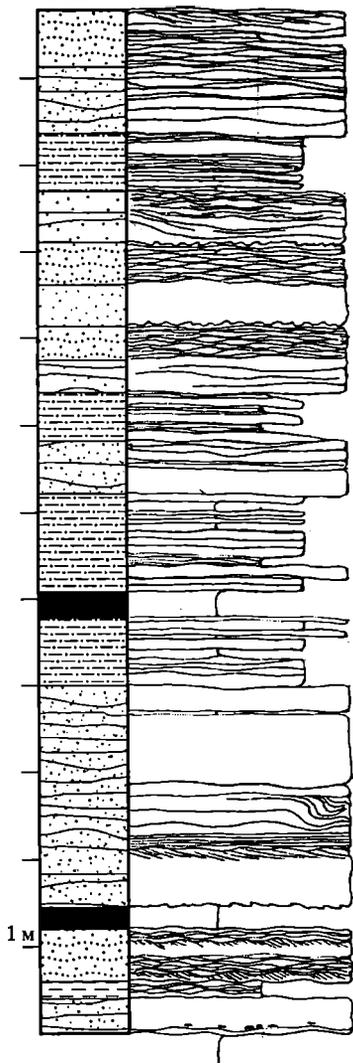


Рис. 14. Строение пачки песчаников (разрез 0402) вилухинской подсвиты чернокаменской свиты в долине р. Межевой Утки.

Условные обозначения см. рис. 2

алевролиты и аргиллиты имеют шоколадно-коричневую, фиолетово-красную и коричнево-красную окраску с пятнами зеленовато-серого цвета, приуроченными к тонким (5–6 мм) линзовидным прослоям алевролитов светло-серого цвета. Мощность толщи аргиллитов и алевролитов, залегающей в основании вилухинской подсвиты в обн. 0509 по р. Сыльвице, достигает 100 м (см. рис. 11).

В опорном разрезе сыльвицкой серии по р. Сыльвице вилухинская подсвита обнажена фрагментарно в береговых обрывах на юго-восточном склоне горы Сыльвица, на участке между устьями ручьев Соколий Лог и Гаревый (обн. 0513–0516, см. рис. 1, в). По изученным разрезам сложно судить о характере строения осадочной последовательности. Здесь, так же как и в разрезах по р. Усьве, пачки песчаников чередуются с интервалами тонкослоистых алевроаргиллитов. В составе пачек песчаников присутствуют слепки промывок мощностью 0.1–0.3 м (Маслов и др., 2003). Осадочную последовательность завершает пачка песчаников (рис. 13), обнаженная в береговых обрывах р. Чусовой к северу от дер. Верхняя Ослянка (обн. 0533, см. рис. 1, в). В разрезах сыльвицкой серии по р. Межевой Утке также наблюдается чередование пачек песчаников и тонкослоистых алевроаргиллитов (см. рис. 12, б–г). Обращает на себя внимание отсутствие крупнозернистых разно-

стей песчаников, конгломератов, слепков каналов и песчаников с флазерной слоистостью и широкое распространение косослоистых текстур (рис. 14). Венчает осадочную последовательность мощная (до 40 м) пачка песчаников.

Мощность вилухинской подсвиты достигает 250 м. Совокупность разрезов по р. Усьве предлагается в качестве составного стратотипа подсвиты. Нижняя граница вилухинской подсвиты вскрыта по р. Сыльвице в урочище Старопечный Кордон (обн. 0509; см. рис. 1, в, 11). U–Pb возраст цирконов из одного из прослоев туфов в обнажении, расположенном на р. Усьве в северной части урочища Вилуха (обн. 0304; см. рис. 1, г), составил 557 ± 13 млн лет (Ронкин и др., 2006) (см. главу 8).

На нижних поверхностях напластования песчаников в обнажениях по рекам Усьве (обн. 0303; см. рис. 1, г) и Межевой Утке (обн. 0403; см.

Рис. 15. Отпечаток микробиальной колонии *Cyclomedusa* на подошве песчаников из вилухинской подсвиты чернокаменной свиты (обн. 0303, р. Усьва)

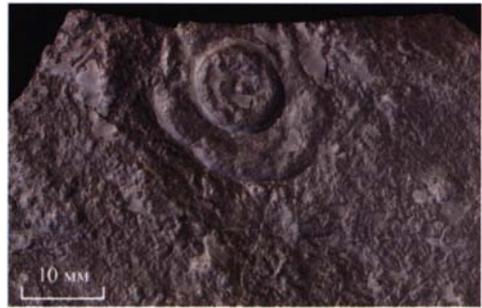


рис. 1, д) обнаружены остатки *Palaeopascichnus* Paliĭ, дисковидные отпечатки микробиальных колоний и слепки органов прикрепления фрондоморфных организмов рода *Charniodiscus* Ford (рис. 15) (Маслов и др., 2004, 2005а).

1.3.2. Шурышская подсвита

Весьма характерная осадочная последовательность шурышской подсвиты (руч. Шурыш, левый приток р. Серебряной) установлена только на юго-востоке Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория в разрезах по р. Сылвице, между устьем руч. Гаревого и южной частью урочища Черный Камень (обн. 0517–0527; см. рис. 1, в), а также по р. Чусовой, на участке между урочищем Ялунино и скалой Синий Камень (обн. 0533–0535; см. рис. 1, в), и по р. Серебряной. В разрезах по р. Межевой Утке представлена лишь нижняя часть подсвиты (обн. 0412–0415; см. рис. 1, д), на которой с угловым несогласием залегают песчаники такатинской свиты эмского яруса нижнего девона.

Шурышская подсвита во всех разрезах имеет флишеподобный облик благодаря частому переслаиванию светло-серых с зеленоватым оттенком тонкослоистых алевролитов и светло-серых песчаников (рис. 16, а). Внутренняя текстура маломощных (1–5 см) прослоев песчаников градиционная, местами косоволнистая, в более мощных (до 10–20 см) пластах слоистость тонкая горизонтальная, в верхней части – бугорчатая. Встречена также конволютная слоистость. Нижние поверхности напластования песчаников ровные, «чешуйчатые», нередко со следами нагрузки, более мощные пласты несут слепки следов размыва; кровля песчаников волнистая со знаками яриби (рис. 16, б).

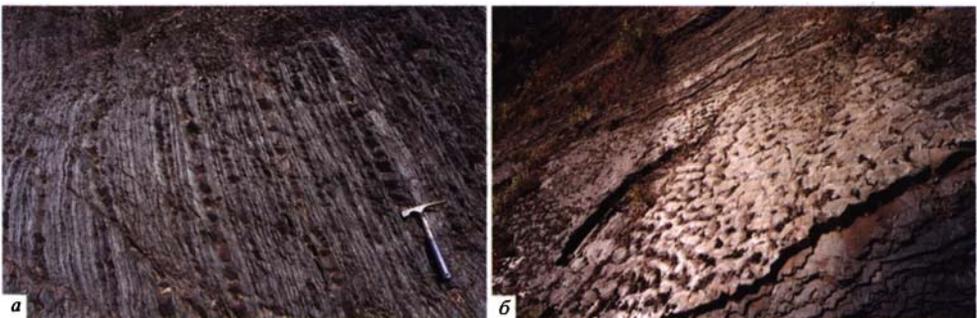


Рис. 16. Обнажения шурышской подсвиты чернокаменной свиты: а – переслаивающиеся алевролиты и песчаники (обн. 0535, р. Чусовая); б – волнистая кровля прослоя песчаников (обн. 0520, р. Сылвица)

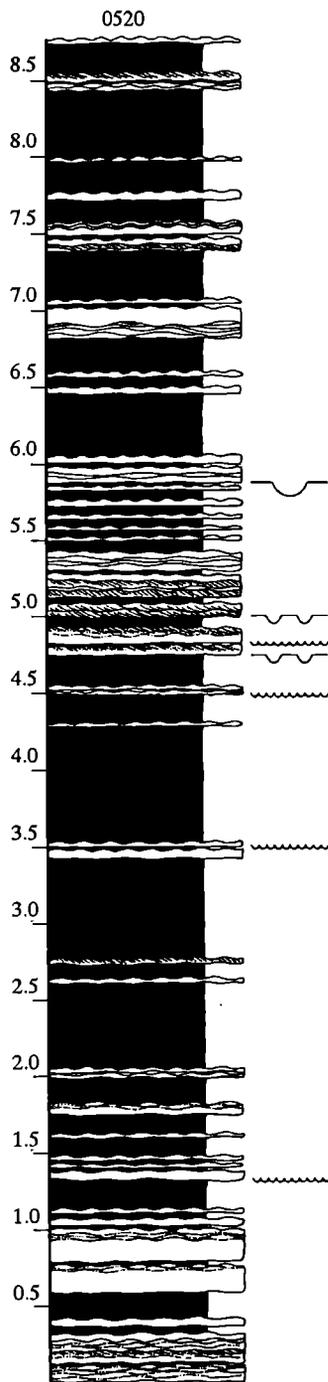


Рис. 17. Фрагмент обн. 0520 шурышской подсвиты чернокаменной свиты в долине р. Сылвицы: Текстуры подошвы: 1 – слепки промоин; 2 – слепки следов размыва; 3 – чешуйчатая текстура

Наиболее мощные прослои косоволнисто-слоистых песчаников приурочены к нижней части подсвиты, где они нередко сгруппированы в пакеты мощностью до 0.7 м, внутри которых чередуются с пропластками (0.5–1.0 см) алевроаргиллитов (рис. 17). В средней части подсвиты соотношение песчаников и алевролитов примерно равное, а в верхней – алевролиты преобладают над песчаниками. Мощность последних здесь редко превышает 3 см, а косоволнистая слоистость не встречается. Кроме того, в верхней части подсвиты обособляются пачки, в которых слои смяты в сложные дисгармоничные складки. Пачки представляют собой олистостромы, образовавшиеся в результате подводно-оползневых процессов (Г.А. Мизенс, устное сообщение, 2005 г.).

Совокупность разрезов по р. Сылвице, расположенных между устьем руч. Гаревого и южной частью урочища Черный Камень (обн. 0517–0527; см. рис. 1, в), предлагается в качестве составного стратотипа подсвиты. Именно эти разрезы были выбраны Б.Д. Аблизиним с соавторами (1982, с. 84–85, рис. 28 а – в) в качестве составного стратотипа всей чернокаменной свиты. Стратотип нижней границы шурышской подсвиты установлен в обнажении в правом обрывистом берегу р. Межевой Утки, выше по течению от устья руч. Глубокий Лог (обн. 0412; см. рис. 1, д) (Маслов и др., 2005а). Мощность подсвиты по приблизительным оценкам достигает 200 м.

Палеонтологические остатки в подсвите не обнаружены.

1.3.3. Черемуховская подсвита

Черемуховская подсвита (о-в Черемуховый, р. Усьва) сложена светло-серыми с зеленоватым оттенком среднезернистыми песчаниками (0.1–0.4 м) с разным характером слоистости (рис. 18). В нижней части подсви-

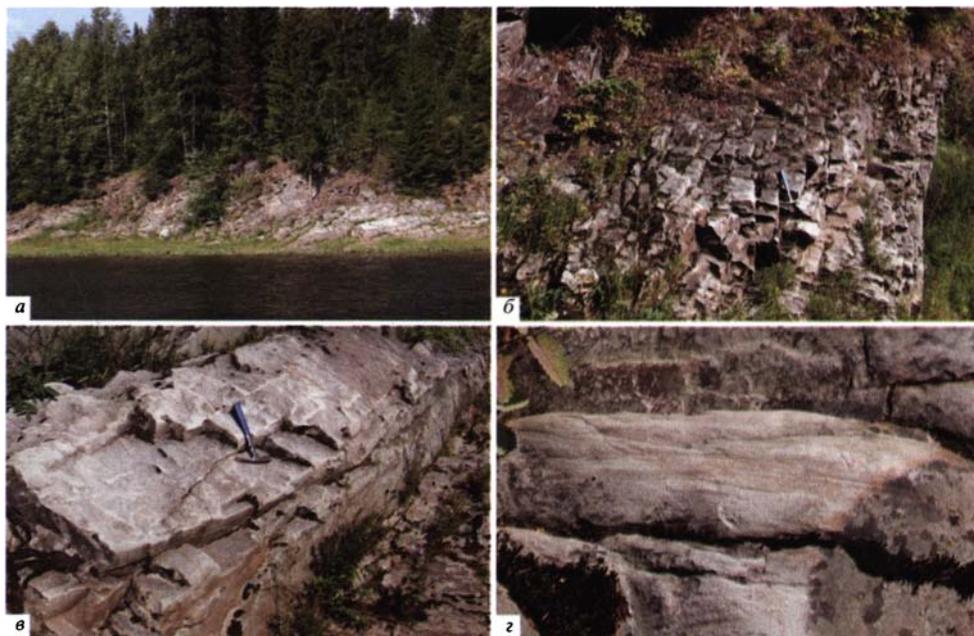


Рис. 18. Стратотипическое обнажение черемуховской подсвиты чернокаменной свиты в долине р. Усьвы:
а – общий вид обнажения; *б* – пачка песчаников с крупной мульдобразной косою слоистостью; *в* – пологий эрозионный врез; *з* – пологая косою слоистость

ты преобладают пласты с тонкой горизонтальной слоистостью и без видимой слоистости, выполняющие пологие эрозионные врезы, иногда с локально проявленной крупной однонаправленной пологой косою слоистостью. В средней части подсвиты широко распространены песчаники с грубой горизонтальной слоистостью. Верхняя часть подсвиты сложена преимущественно песчаниками с крупной мульдобразной косою слоистостью. Кроме того, в верхней части разреза черемуховской подсвиты между пластами песчаников появляются пропластки алевролитов и скопления плоской аргиллитовой гальки. Единственное изученное обнажение черемуховской подсвиты расположено на р. Усьве, ниже по течению от о-ва Черемухового (обн. 0311; см. рис. 1, з) (Маслов и др., 2004). Видимая мощность подсвиты составляет 35 м; контакты с подстилающими и перекрывающими отложениями не вскрыты. На юго-востоке мегантиклинория черемуховская подсвита не установлена.

Палеонтологические остатки в подсвите не обнаружены.

1.3.4. Синемакаменская подсвита

Синемакаменская подсвита, получившая название по скале Синий Камень (обн. 0535 на р. Чусовой), сложена закономерно чередующимися пачками песчаников и тонкослоистых алевролитов. В обнажениях по рекам Сылвице (обн. 0528) и Чусовой (обн. 0535), где представлены наи-

более мощные разрезы подсвиты, в ее основании залегает пакет мощностью до 2 м, состоящий из пластов песчаников (7–15 см) с грубой горизонтальной и волнистой слоистостью, слепков каналов (0.5–0.9 м) и пластов (4–15 см) тонкослоистых аргиллитов (обн. 0528; рис. 19). Пакет песчаников перекрывается мощной (~30 м) толщей зеленовато-серых тонкослоистых алевролитов, к нижней части которой приурочены слепки промийн (20 см) и маломощные (2–6 см) прослои песчаников с косоволнистой слоистостью (Маслов и др., 2003а).

Наиболее полный разрез синекаменской подсвиты изучен в скале Синий Камень, расположенной на р. Чусовой ниже по течению от дер. Нижней Ослянки (обн. 0535; см. рис. 1, в). Здесь на тонкослоистых алев-

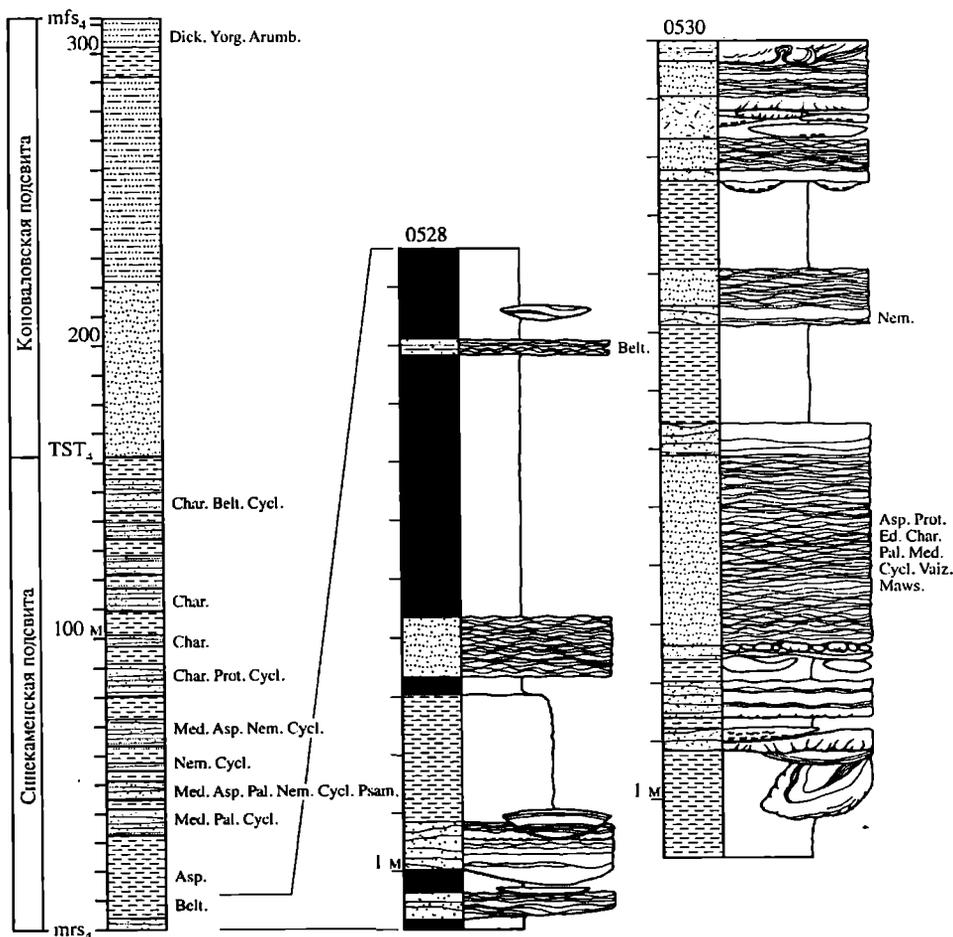


Рис. 19. Сводный обн. синекаменской и ковоаловской подсвит чернакаменной свиты в долине рек Сылвицы и Чусовой и фрагменты обн. 0528 и 0530.

Сокращения см. рис. 9.

Условные обозначения см. рис. 2

ролитах залегает мощная (120 м) толща, в которой закономерное чередование пачек песчаников и алевролитов позволяет выделить 10 прогрессивных циклитов мощностью 8.8–17.1 м (рис. 20). В основании каждого циклита залегает пачка (мощностью от 2.7–9.2 до 11.4 м), сложенная зеленовато-серыми песчаниками с косоволнистой, тонкой горизонтальной и грубой волнистой слоистостью и текстурами подводно-оползневых деформаций (складки, рулето- и шаровидные формы), а также следами каналов и пачками тонкослоистых зеленовато-серых алевролитов (рис. 21). Песчановая пачка в каждом циклите с постепенным переходом перекрывается пачкой зеленовато-серых с фиолетовым оттенком тонкослоистых алевролитов. Вверх по разрезу подсытны прои-

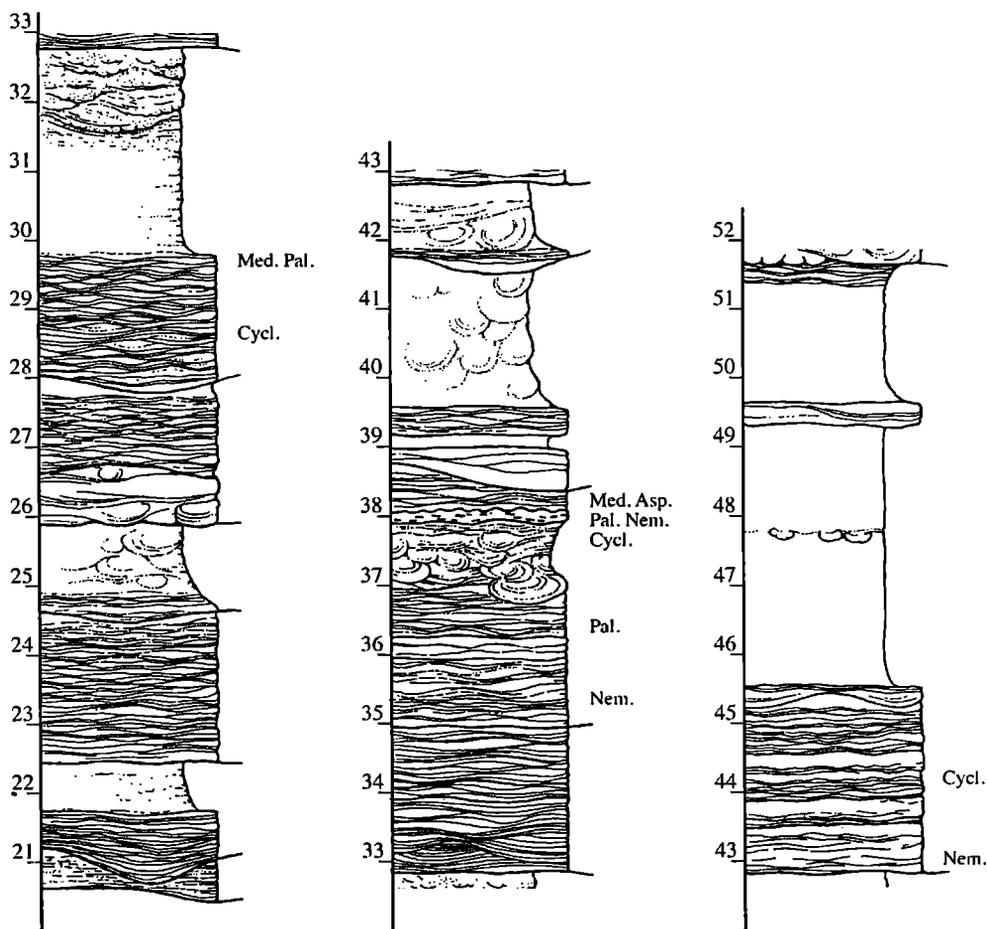
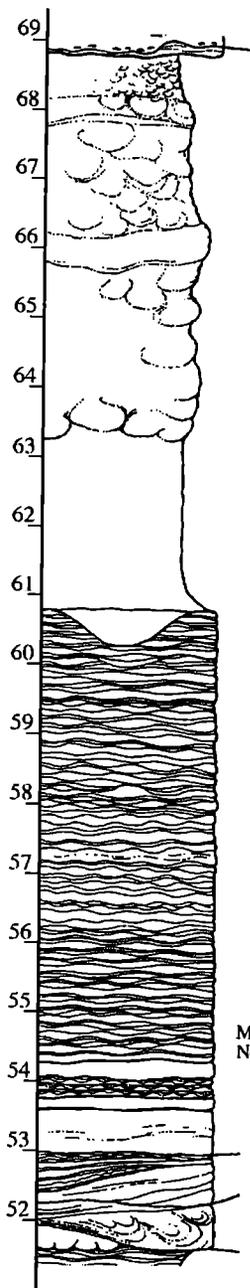
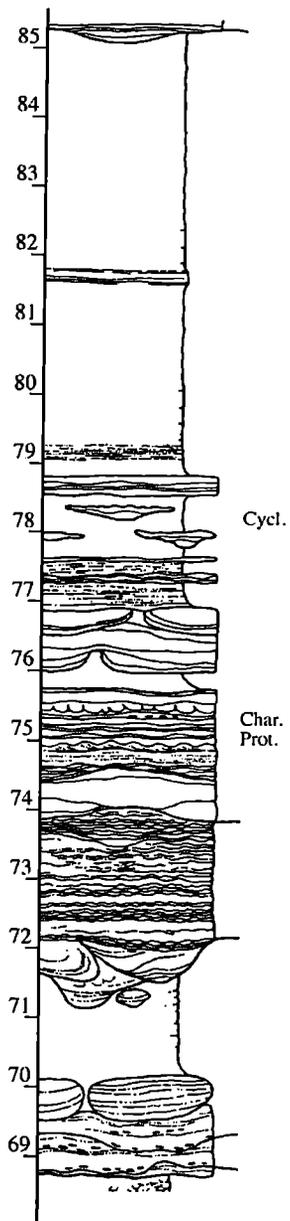


Рис. 20. Фрагмент обн. 0535 синикаменской подсытны чернокаменной свиты в скале Синий Камень на р. Чусовой.
Сокращения см. рис. 9.

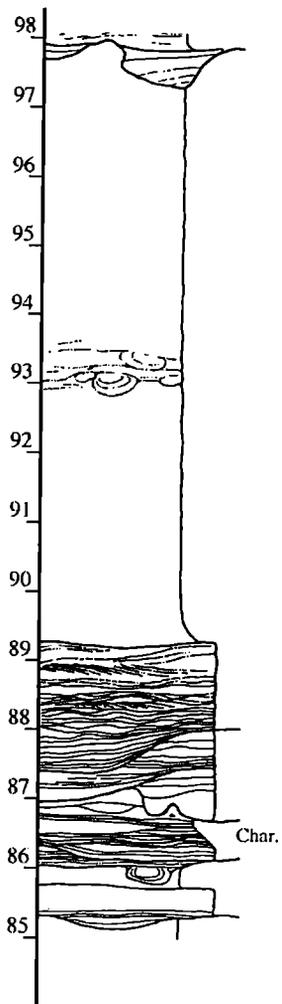


Med. Asp.
Nem. Cycl.



Cycl.

Char.
Prot.



Char.

Продолжение

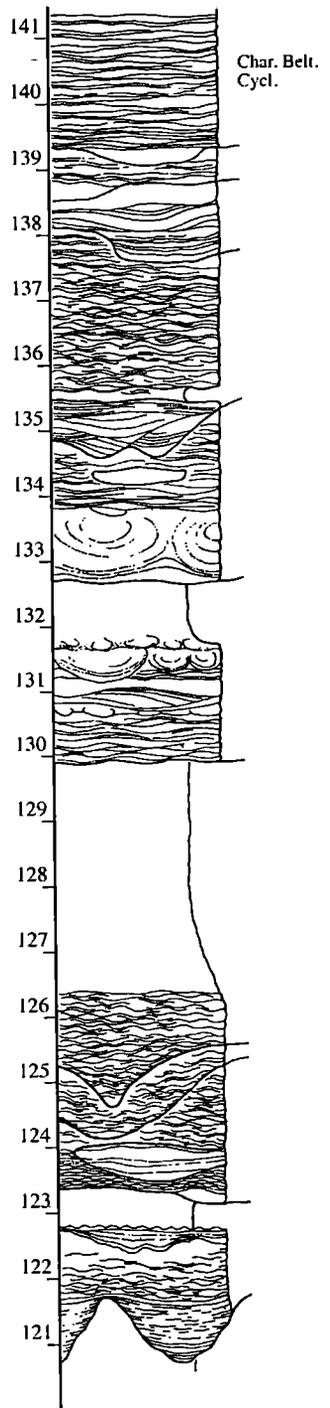
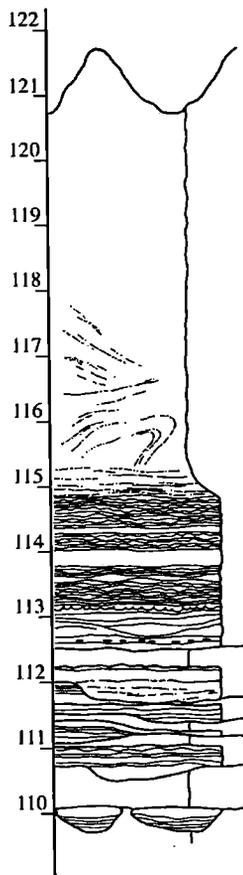
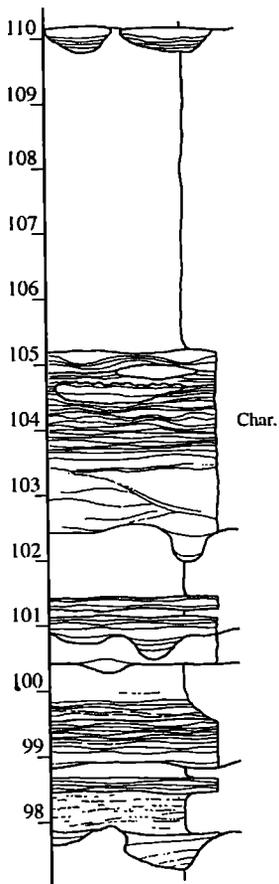


рис. 20

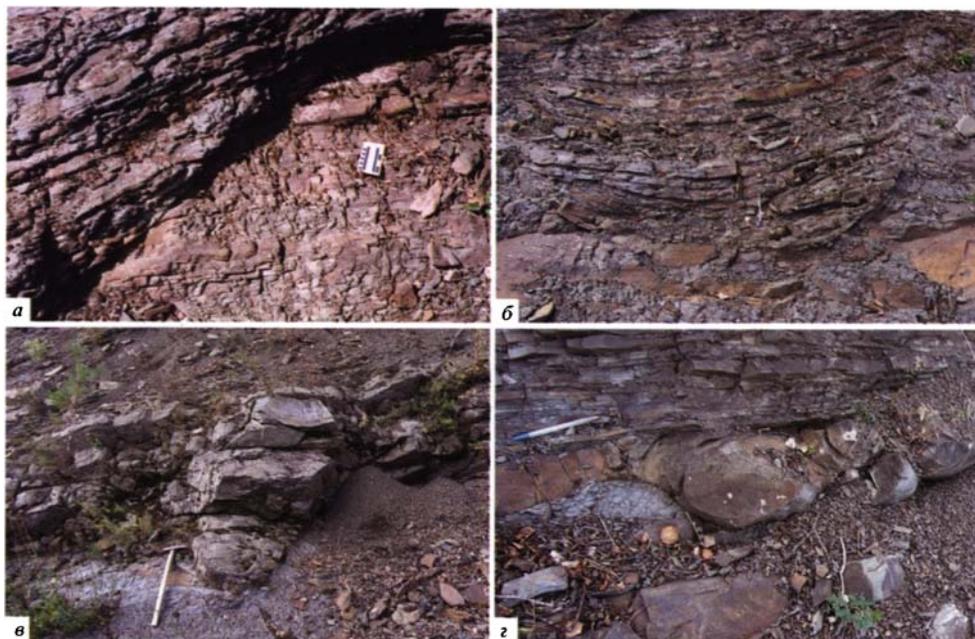


Рис. 21. Фрагменты обнажения 0535 синекаменской подсвиты чернокаменской свиты (скала Синий Камень на р. Чусовой):

а, б – слепки каналов, выполненные волнисто-слоистыми песчаниками; в – слепок канала, выполненный грубослоистыми песчаниками; г – текстуры деформации в песчаниках

ходит закономерное изменение формы слепков каналов, а также увеличение глубины вреза каналов в подстилающие отложения: слепки каналов в нижней части разреза врезаны на глубину 0.1–0.5 м, имеют пологие борта и выполнены песчаниками с грубой горизонтальной слоистостью, а в верхней половине разреза глубина вреза достигает 2 м, широко распространены слепки клиновидной формы с крутыми бортами, иногда с признаками многократного врезания, выполненные волнистослоистыми песчаниками.

Синекаменская подсвита из бассейна р. Сылвицы (обн. 0528–0531; см. рис. 1, в) прослеживается в долину р. Чусовой и представлена в скале Синий Камень (обн. 0535; см. рис. 1, в) и урочище Ялунино (обн. 0827; см. рис. 1, в). Синекаменская подсвита также обнажена в бассейне р. Серебряной в районе устья руч. Темный Лог. В бассейне р. Межевой Утки синекаменские отложения, по-видимому, уничтожены предтактинским размывом. В северо-западной части мегантиклинория (р. Усьва) подсвита выклинивается.

Максимальная мощность синекаменской подсвиты (150 м) наблюдается в скале Синий Камень. К юго-востоку от скалы на протяжении 4 км, отделяющих скалу Синий Камень от урочища Ялунино, мощность синекаменской подсвиты сокращается до 40 м. Уменьшение мощности подсвиты происходит за счет сокращения мощностей алевролитовых пачек, вплоть

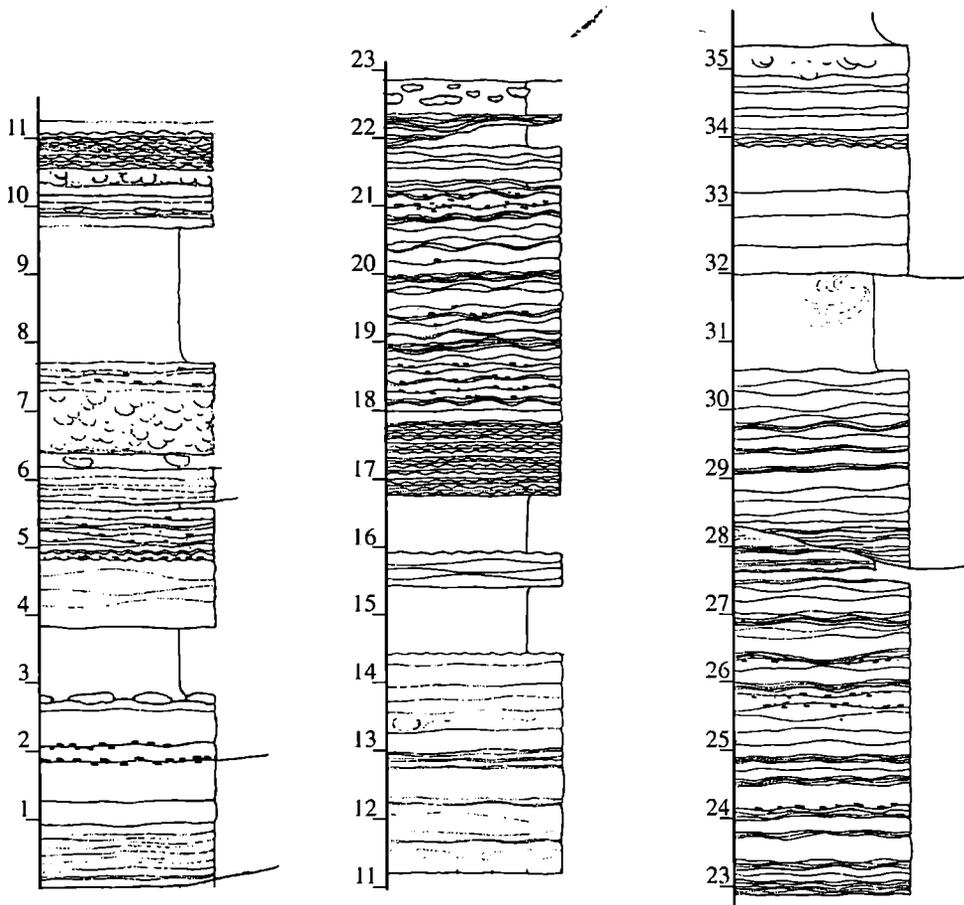


Рис. 22. Фрагмент разреза 0827 синекаменской подсвиты чернокаменной свиты в урочище Ялунино на р. Чусовой

до полного их выклинивания: в скале Синий Камень (обн. 0535) мощность алевролитовых пачек, венчающих циклиты, составляет от 3.0–6.1 до 8.0 м, тогда как в разрезе урочища Ялунино – 0.9–2.35 м (рис. 22). Мощность песчаниковых пачек при этом не меняется, однако широко распространенные в скале Синий Камень песчаники с косоволнистой слоистостью в обнажении урочища Ялунино уступают место песчаникам с грубой волнистой и бугорчатой слоистостью, на поверхностях напластования которых широко распространены скопления плоской аргиллитовой гальки (рис. 23). В строении песчаниковых пачек в разрезе урочища Ялунино также принимают участие слепки каналов и песчаники с текстурами деформации [так называемые «горизонты с булочками» (Клюжина, 1963)], однако по сравнению со скалой Синий Камень эти литотипы имеют здесь огра-

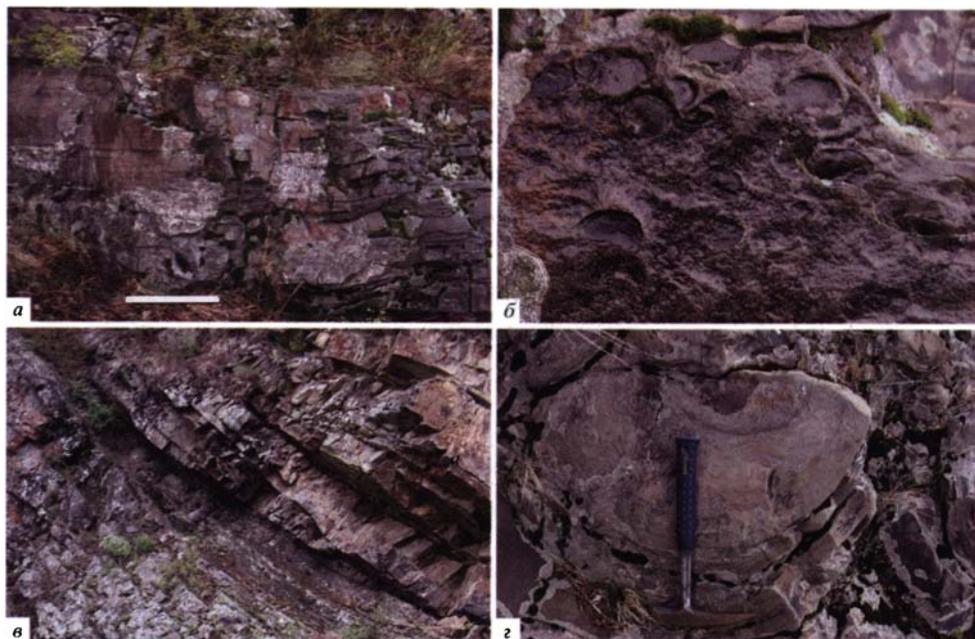


Рис. 23. Осадочные текстуры песчаников синекаменной подсвиты чернокаменной свиты в обнажении 0827 в урочище Ялунино на р. Чусовой:
 а – грубая волнистая и бугорчатая слоистость; б – скопление плоской аргиллитовой гальки на поверхности напластования; в – эрозионная нижняя граница пакета песчаников; г – текстуры деформации

ниченное распространение. Таким образом, сокращение мощности синекаменной подсвиты на участке от скалы Синий Камень до урочища Ялунино сопровождается фациальной изменчивостью и увеличением песчаности отложений, при этом сохраняется общий характер цикличности.

В толще зеленовато-серых тонкослоистых аргиллитов из нижней части подсвиты на подошве маломощных песчаников широко распространены отпечатки чуариоморфных колоний *Beltanelloides Sokolov* и слепки органов прикрепления фрондоморфных организмов рода *Aspidella Billings*. В пачках переслаивающихся волнисто-слоистых песчаников и алевролитов в основании циклитов обнаружены отпечатки микробиальных колоний (формальные роды *Cyclomedusa Sprigg*, *Ediacaria Sprigg* и *Paliella Fedonkin*), слепки органов прикрепления фрондоморфных организмов (формальные роды *Aspidella Billings*, *Medusinites Glaessner et Wade*, *Protodipleurosoma Sprigg*, *Mawsonites Glaessner et Wade* и *Charniodiscus Ford*), редкие отпечатки самих перистых тел (род *Vaizitsinia Sokolov et Fedonkin*), остатки палеопасцихрид и объемные слепки псаммокораллов *Nemiana Palij* (Гражданкин и др., 2005а). Кроме того, в циклитах на подошве песчаников также встречены меандрирующие ископаемые следы жизнедеятельности *Psammichnites Torell* и редкие отпечатки чуариоморфид *Beltanelloides Sokolov* (рис. 24).

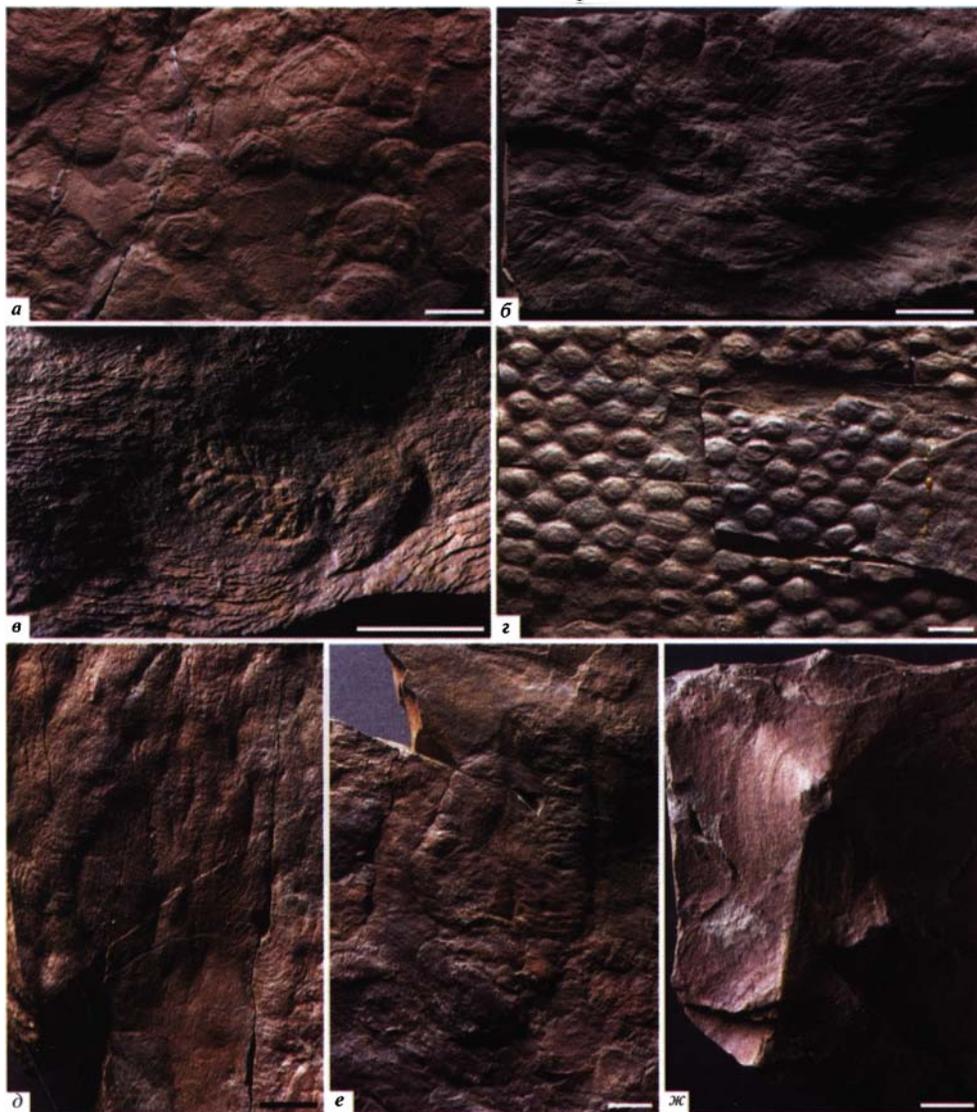


Рис. 24. Отпечатки, слепки и биогенные текстуры из песчаников синемакаменской подсвиты чернокаменской свиты (р. Сылвица):

а – отпечатки чуариморфных колоний *Beltanelloides sorichevae* Sokolov, 1972 (обн. 0528); б – отпечаток органа прикрепления фрондоморфного организма *Mawsonites reticulatus* (Gehling et Rigby, 1996) (обн. 0530); в – отпечаток органа прикрепления фрондоморфного организма "*Palaeophragmodictya*" *spinosa* Serezhnikova, 2007 (обн. 0530); г – объемные слепки псаммокоралля *Nemiana simplex* Palij, 1976 (обн. 0530); д – объемные остатки палеопасичнид (обн. 0530); е – отпечаток фрондоморфного организма *Vaizitsinia sophia* Sokolov et Fedonkin, 1985 (обн. 0530); ж – осадочная текстура «знаки танца» (обн. 0529). Длина масштабной линейки 10 мм

1.3.5. Коноваловская подсвита

В стратотипическом разрезе, расположенном в северной части урочища Коноваловка, в левом обрывистом борту долины р. Сыльвицы (обн. 0531; см. рис. 1, в), коноваловская подсвита сложена в нижней части мощной (60 м) толщей темно-серых тонкослоистых алевролитов с многочисленными волнистыми и линзовидными прослоями и многослойными пакетами (0,2–0,9 м) зеленовато-серых песчаников с косоволнистой и однонаправленной косою слоистостью (рис. 25). Выше залегает мощная (70 м) темно-серая со слабым шоколадным оттенком толща переслаивающихся алевролитов и аргиллитов с пла-

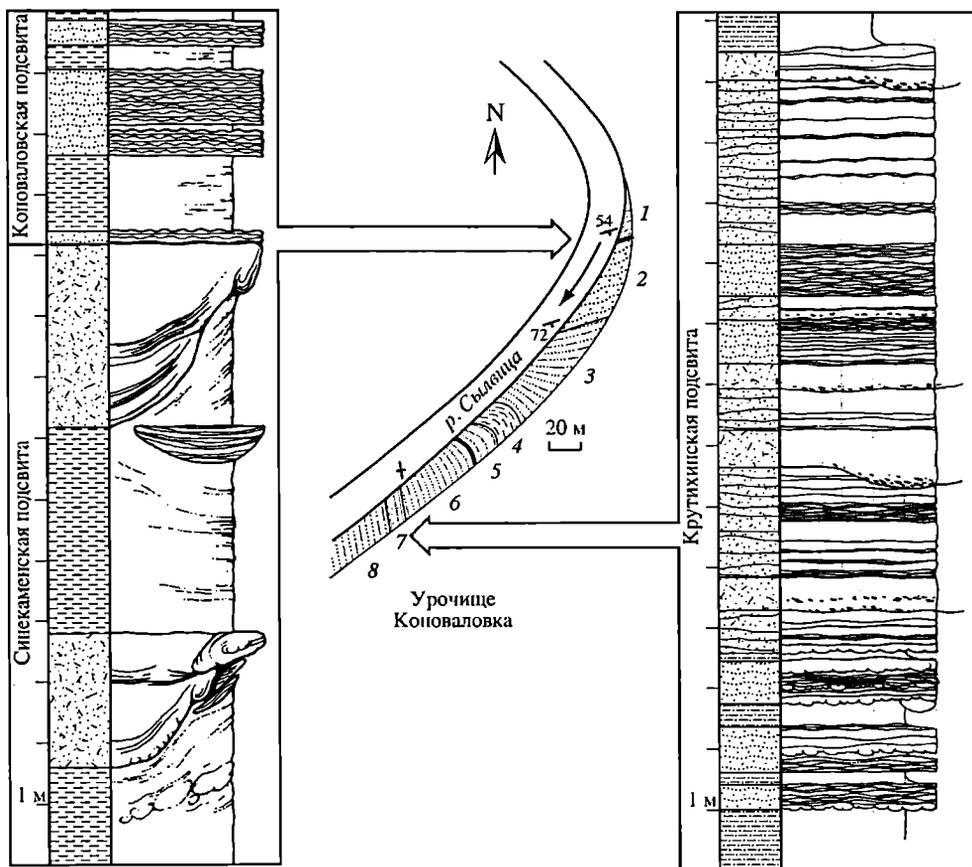


Рис. 25. Строение обнажения 0531 в урочище Коноваловка на р. Сыльвице:

1 – синекаменская подсвита чернокаменной свиты, тонкослоистые алевролиты и слепки каналов, сложенные песчаниками с тонкой и грубой ровной и волнистой слоистостью; 2–5 – коноваловская подсвита чернокаменной свиты: 2 – темно-серые тонкослоистые алевролиты с волнистыми и линзовидными прослоями и многослойными пакетами зеленовато-серых песчаников с косоволнистой и однонаправленной косою слоистостью, 3 – темно-серые со слабым шоколадным оттенком переслаивающиеся алевролиты и аргиллиты с пластинами и пакетами волнисто-слоистых песчаников, 4 – пятнистые, зеленовато-серые и шоколадно-коричневые тонко переслаивающиеся алевролиты и аргиллиты, 5 – серые и зеленовато-серые тонкопереслаивающиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты; 6–8 – крутихинская подсвита чернокаменной свиты: 6 – тонкослоистые алевролиты и аргиллиты с редкими пластинами красновато-серых среднезернистых песчаников с многоэтажной косою слоистостью, 7 – зеленовато-серые с бурым оттенком песчаники с тонкой горизонтальной, грубой ровной и волнистой, однонаправленной косою, косоволнистой слоистостью, либо без видимой слоистости, слепки каналов, 8 – тонкослоистые алевролиты и аргиллиты с редкими пластинами среднезернистых песчаников.

Условные обозначения см. рис. 2

стами и пакетами (0.1–1.5 м) волнисто-слоистых песчаников. Косоволнистая слоистость нехарактерна. Далее следует пачка (10 м) тонкопереслаивающихся алевролитов и аргиллитов пятнистой, зеленовато-серой и шоколадно-коричневой окраски, а венчает разрез пачка (10 м) тонкопереслаивающихся мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов серой и зеленовато-серой окраски. В стратотипе также наблюдается резкий трансгрессивный контакт коноваловской подсвиты с подстилающей синемакменской подсвитой (см. рис. 25) (Маслов и др., 2003а). Мощность подсвиты составляет здесь 150 м. Коноваловская подсвита также обнажается в левом берегу р. Чусовой в урочище Ялунино (обн. 0826; см. рис. 1, в).

В северной части Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория (р. Усьва) коноваловская подсвита представлена в обнажении Красная Гора (обн. 0312; см. рис. 1, г), где авторами изучен разрез мощностью 17.8 м, характеризующий верхнюю часть подсвиты, и контакт с перекрывающей крутихинской подсвитой. На отм. 9.55 м от основания разреза в толще переслаивающихся алевролитов и аргиллитов обнаружен прослой вулканических туфов мощностью 10 см. В предтакатинском эрозионном срезе коноваловская подсвита могла не сохраниться в юго-восточной части Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория (р. Межевая Утка).

Толща тонкопереслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов, венчающая разрез подсвиты, содержит многочисленные отпечатки ди-

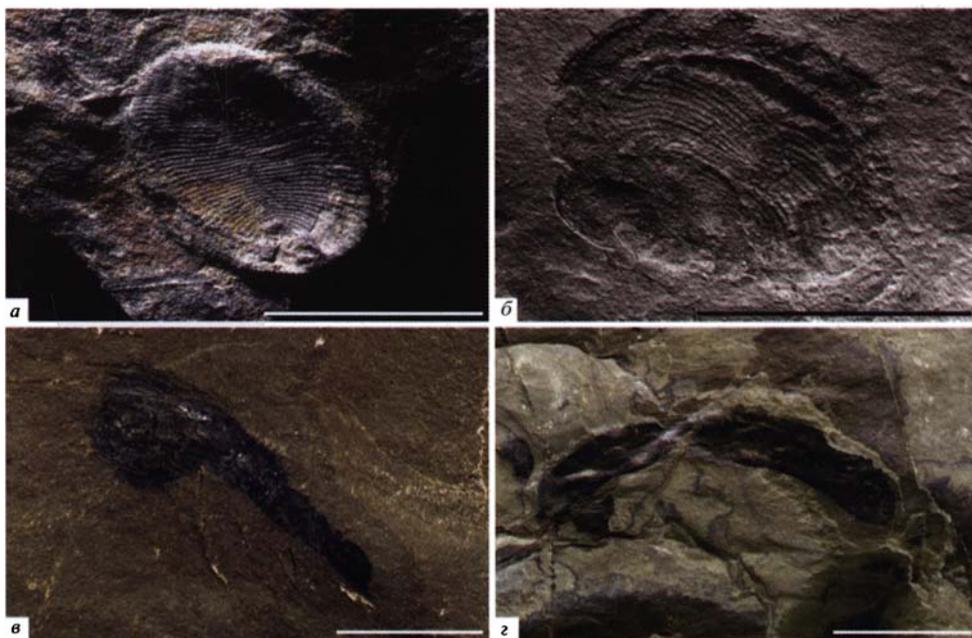


Рис. 26. Отпечатки и уплощенные органостенные остатки из коноваловской подсвиты чернокаменской свиты:

a – отпечаток дикinsonиеморфного организма *Dickinsonia* sp. (обн. 0531, р. Сыльвица); *б* – отпечаток дикinsonиеморфного организма *Yorgia* sp. (обн. 0531, р. Сыльвица); *в* – уплощенный остаток булавовидной формы, похожий на *Longfengshania* (обн. 0826, р. Чусовая); *г* – уплощенные остатки эллиптической формы (обн. 0826, р. Чусовая). Длина масштабной линейки 10 мм

кинсониеморфных организмов, принадлежащих родам *Dickinsonia* Sprigg и *Yorgia* Ivantsov (Гражданкин и др., 2005а), многочисленные уплощенные органостенные остатки организмов, напоминающих представителей рода *Longfengshania* Du (ранее эти остатки сравнивались нами с *Kanilovia* Istchenko), редкие чуариоморфиды *Beltanelloides* Sokolov и отпечатки арум-бериеморфных организмов (рис. 26).

1.3.6. Крутихинская подсвита

Крутихинская подсвита (руч. Крутиха, правый приток р. Усьвы) сложена пачками (от 0.2–0.8 до 16 м) тонкопереслаивающихся песчаников и аргиллитов зеленовато-серого цвета, местами с бурым оттенком, и пачками (от 0.2–0.8 до 2.5 м) тонкослоистых аргиллитов голубовато-серого и красно-коричневого цвета (рис. 27). Толща вмещает выдержанные по простиранию прослой среднезернистых зеленовато-серых песчаников (от 4–15 до 30 см) с многоэтажной косой слоистостью. На кровле песчаниковых прослоев сохранились разнообразные знаки ряби с симметричными, асимметричными и двойными рифелями, а также знаки ряби, во впадинах которых сформировалась мелкая поперечная рябь. Иногда на одной поверхности напластования наблюдаются участки с различным направлением простирания знаков ряби (Маслов и др., 2004).

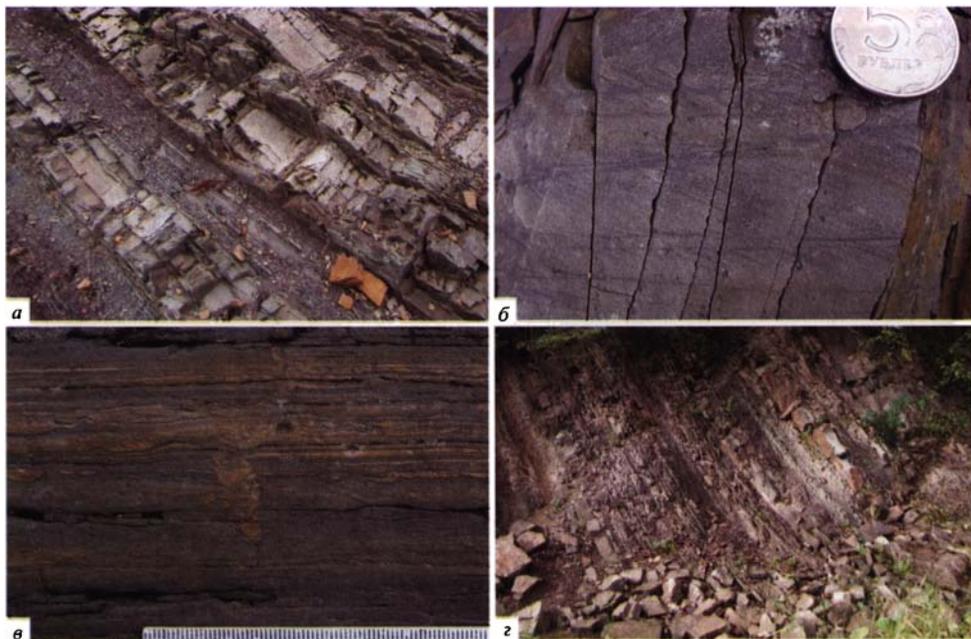


Рис. 27. Характер переслаивания и осадочные текстуры песчаников крутихинской подсвиты чернокаменной свиты в долине р. Усьвы:

а – чередование пластов и пачек, сложенных тонкослоистыми аргиллитами пятнистой, голубовато-серой и красно-коричневой окраски, и пластов зеленовато-серых песчаников с однонаправленной многоэтажной косой и тонкой горизонтальной слоистостью; *б* – многоэтажная однонаправленная косая слоистость песчаников; *в* – вертикальные следы поселений *Bergaueria*; *г* – чередование пачек, сложенных переслаивающимися алевролитами и аргиллитами вишнево-серой окраски, пластов тонкослоистых алевролитов зеленовато-серой окраски и пластов песчаников без видимой слоистости



Коноваловская п/св

Крутихинская п/св

Рис. 28. Контакт коноваловской и крутихинской подсвит чернокаменной свиты в стратотипическом обнажении 0312 (Красная гора) на левом берегу р. Усьвы

В юго-восточной части Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория (реки Чусовая и Сылвица) крутихинская подсвета связана постепенным переходом с подстилающей коноваловской подсвитой. Относительно полный разрез переходных слоев представлен на р. Сылвице в северной части урочища Коноваловка (обн. 0531; см. рис. 25), где в левом обрывистом берегу обнажается толща (мощностью 20 м) тонкопереслаивающихся алевролитов и аргиллитов зеленовато-серой окраски с редкими косоволнисто-слоистыми песчаниками, венчающая разрез коноваловской подсвиты. Нижняя граница крутихинской подсвиты проводится по первому появлению редких пластов (15–25 см) среднезернистых песчаников с красноватым оттенком и многоэтажной косою слоистостью (Маслов и др., 2003а). Мощность толщи переслаивающихся алевролитов и аргиллитов с пластами косослоистых песчаников в основании крутихинской подсвиты достигает 36 м. Выше по разрезу следует мощный (12.4 м) пакет зеленовато-серых с бурым оттенком песчаников, слагающих прослой и пласты (мощностью от 3–10 до 40–60, местами до 85 см) с тонкой горизонтальной, градационной, грубой ровной и волнистой, однонаправленной косою, косоволнистой слоистостью либо без видимой слоистости, а также слепки каналов (см. рис. 25). Нижние поверхности напластования песчаников эрозионные, нередко наблюдаются скопления плоской аргиллитовой гальки и слепки борозд, в нижней части пакета распространены песчаники с текстурами нагрузки. Б.Д. Аблизин с соавторами (1982, с. 89–90) также приводят описание разреза в обн. 0531.

Постепенный переход между коноваловской и крутихинской подсвитами можно наблюдать и на р. Чусовой, на участке между урочищами Краснин Луг и Ялунино. Нижняя граница крутихинской подсвиты проводится в обн. 0826 (ск. Камень Сосун, см. рис. 1, в) по первому появлению в разрезе зеленовато-серых и светло-коричневых среднезернистых песчаников с крупной мульдобразной косою слоистостью, выполняющих крупное русло. Относительно маломощный интервал разреза крутихинской подсвиты обнажен в урочище Краснин Луг (обн. 0824; см. также: Аблизин и др., 1982, рис. 30).

В северо-западной части Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория (р. Усьва) нижняя часть крутихинской подсвиты представлена в обнажении Красная Гора (обн. 0312; см. рис. 1, г), где также наблюдается контакт с коноваловской подсвитой (рис. 28). Нижняя граница крутихинской подсвиты проводится по появлению в толще тонко переслаивающихся пе-

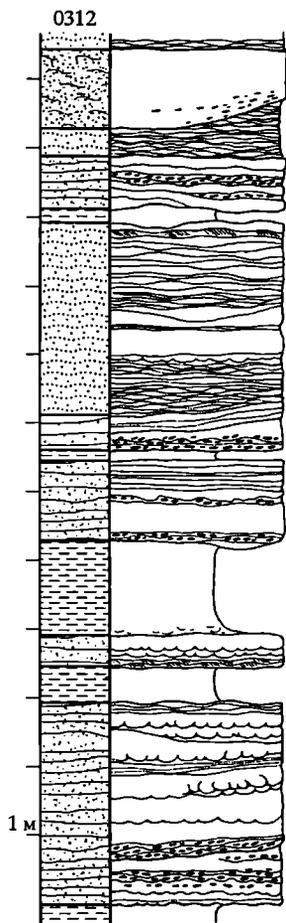


Рис. 29. Фрагмент обн. 0312 крутихинской подсвиты черно-каменской свиты в долине р. Усвыи (обн. Красная Гора).
Условные обозначения см. на рис. 2

счаников и аргиллитов пакетов зеленовато-серых средне- и крупнозернистых песчаников с грубой либо тонкой горизонтальной и многоэтажной однонаправленной косой, местами флазерной слоистостью, текстурами сингенетических деформаций и большим количеством аргиллитовой гальки, выполняющих каналы и русла (мощность пакетов до 3.0–3.2 м) (рис. 29):

1. Пакет зеленовато-серых мелко- и среднезернистых песчаников, слагающих линзовидные пласты толщиной от 20–38 до 54 см с тонкой горизонтальной и грубой волнистой слоистостью либо без видимой слоистости. Подошва пластов эрозионная с отпечатками следов размыва. В нижней части пакета в приподошвенной части пластов наблюдаются прослой плоскогалечного конгломерата, состоящего из окатанных обломков аргиллитов в песчаниковом матриксе. Скопления плоской аргиллитовой гальки также присутствуют на поверхностях напластования внутри пластов. В верхней части пакета аргиллитовая галька не встречается, а в пластах песчаников широко распространены текстуры нагрузки. Пакет песчаников выполняет широкое русло, промытое в толще тонкопереслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность 2.96 м (интервал 0–2.96 м).

2. Тонкое волнистое переслаивание мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов зеленовато-серой окраски. Отдельные слои песчаников, достигающие мощности от 5–10 мм до 45 мм, демонстрируют струйчатость, текстуры нагрузки и редкие бугорки на подошве и однонаправленную косую слоистость, местами с признаками деформации нелитифицированного осадка. Толща вмещает пласт песчаников (47 см), в нижней части которого наблюдается многоэтажная косая слоистость, а в верхней части – текстуры нагрузки. Мощность 2.33 м (интервал 2.96–5.29 м).

3. Пакет, состоящий из двух пластов (мощностью 46 и 50 см) зеленовато-серых мелко- и среднезернистых песчаников, нижний – с тонкой горизонтальной слоистостью, верхний – с грубой горизонтальной слоистостью, разделенных пропластком (8 см) плоскогалечных конгломератов, в свою очередь состоящих из окатанных обломков аргиллитов в песчаниковом матриксе. В основании пакета залегают также пласт плоскогалечных конгломератов мощностью 13 см. Подошвы пластов эрозионные, со следами промоин (глубиной до 6 см) и борозд выплывания. Пакет выполняет слепок канала с признаками многократного врезания. Мощность 1.17 м (интервал 5.29–6.46 м).

4. Тонкое волнистое переслаивание мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов зеленовато-серой окраски с текстурами подводноползневой деформации. Мощность 0.17 м (интервал 6.46–6.63 м).

5. Пакет зеленовато-серых мелко- до крупнозернистых песчаников, слагающих пласты мощностью от 7–25 до 40–80 см с тонкой и грубой горизонтальной, многоэтажной однонаправленной косой и косоугольной слоистостью либо без видимой слоистости. В основании пакета залегают пласты (25 см) плоскогалечных конгломератов со следами размыва на подошве. Многочисленные следы размыва наблюдаются также на границе пластов внутри пакета. К нижней части пакета приурочены песчаники с грубой горизонтальной

Рис. 30. Фрагмент обн. 0317 крутихинской подбиты чернокаменской свиты в долине р. Усьвы. Условные обозначения см. рис. 2

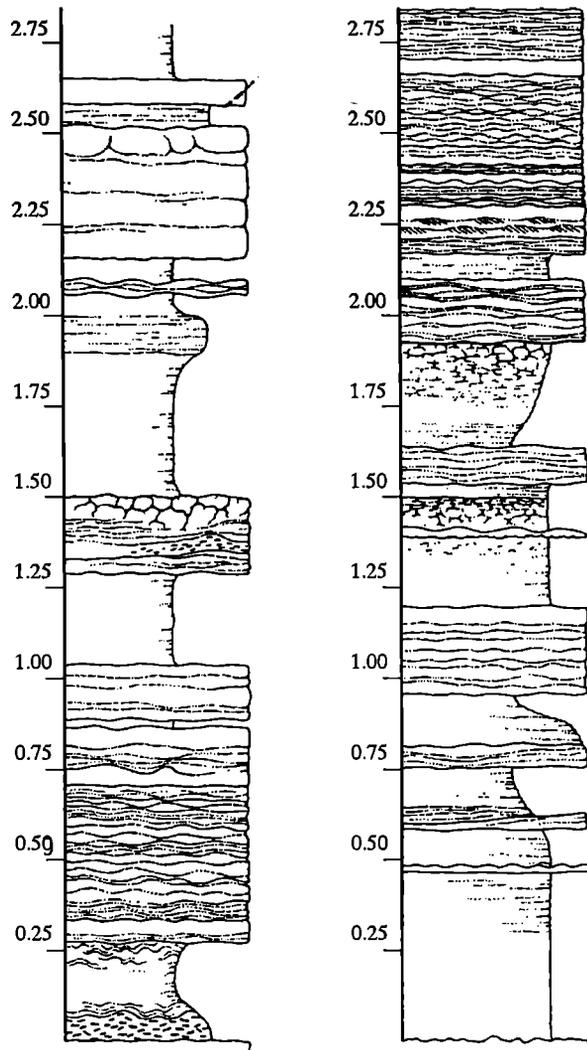
ной слоистостью либо без видимой слоистости, к средней части – с тонкой горизонтальной и многоэтажной косой слоистостью (мощность косых серий 0.5–1.0 см, границы серийных швов волнистые), к верхней части – с косоволнистой слоистостью (мощность слоев от 0.5–1.5 до 3–10 см). Венчается пакет песчаниками с текстурами деформации нелитифицированного осадка в виде рулетовидных тел. Пакет выполняет широкое русло. Мощность 3.28 м (интервал 6.63–9.91 м).

6. Тонкое волнистое переслаивание мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов зеленовато-серой окраски. Мощность 0.22 м (интервал 9.91–10.13 м).

7. Пакет зеленовато-серых от мелко- до крупнозернистых песчаников с линзовидной и фазерной слоистостью, вмещающих многочисленные слепки каналов мощностью от 22–44 см до 0.7–1.2 м. Сlepки каналов выполнены мелко- и среднезернистыми песчаниками с тонкой и грубой горизонтальной слоистостью, на поверхностях напластования широко распространена плоская аргиллитовая галька. Мощность 3.29 м (интервал 10.13–13.42 м).

8. Тонкое волнистое переслаивание мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов зеленовато-серой окраски. В нижней части интервала отдельные слои песчаников, достигающие мощности 8–15 см, демонстрируют волнистую и однонаправленную косую слоистость и текстуры нагрузки на подошве, однако вверх по разрезу роль песчаниковых прослоев снижается. Мощность 2.53 м (интервал 13.42–15.95 м).

9. Чередование пластов и пачек, сложенных тонкослоистыми аргиллитами пятнистой, голубовато-серой и красно-коричневой окраски (мощность от 3–35 до 50–80 см, в редких случаях – до 1.2–2.5 м), пластов и пачек, сложенных волнисто-переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами зеленовато-серой окраски (мощность от 4–10 до 40–80 см, в редких случаях до 1.0–1.2 м), и пластов зеленовато-серых песчаников с однонаправленной многоэтажной косой и тонкой горизонтальной, в редких случаях – грубой волнистой слоистостью, эрозионной подошвой и волнистой кровлей (мощность от 2–5 до 30–60 см). Пласты и пачки выдержаны в пределах обнажения. Видимая мощность 23 м (интервал 15.95–38.90 м).



Обнажение продолжается после небольшого задернованного участка, при этом сохраняются характерные для интервала 9 особенности строения осадочной последовательности. Общая мощность пестроцветной толщи чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов в обнажении Красная Гора может достигать 180 м. Приблизительно в 50 м от основания в толще залегает мощный (3.18 м) пакет средне- и крупнозернистых песчаников, слагающих линзовидные пласты (от 8–25 до 40–62 см) с однонаправленной многоэтажной косой и тонкой горизонтальной слоистостью и эрозивной подошвой. Мощность косых серий 10–30 мм, границы серийных швов прямые либо волнистые. В основании пакета присутствует пласт (6 см) плоскогалечных конгломератов, сложенных окатанными обломками аргиллитов. Плоская аргиллитовая галька встречена также на плоскостях напластования и вдоль швов между косыми сериями. Пакет выполняет широкое русло. Выше по разрезу толща вмещает еще несколько аналогичных русловых песчаников.

Разрез подсвиты мощностью 230 м, наблюдаемый в почти непрерывном обнажении Красная Гора на р. Усьве, надстраивается еще на 150 м ниже по течению в районе Заячьих островов (обн. 0317; см. рис. 1, з) (Маслов и др., 2004). Здесь, в верхней части крутихинской подсвиты, доминирует чередование пятнистых, зеленовато- и вишнево-серых пачек, сложенных переслаивающимися алевролитами и аргиллитами (0.2–0.5 м), темно-серых и зеленовато-серых пластов, представленных тонкослоистыми алевролитами (0.1–0.6 м), и коричнево-серых пластов песчаников без видимой слоистости либо с косоволнистой слоистостью (0.1–0.4 м) (рис. 30). Многоэтажная однонаправленная косая слоистость встречается крайне редко и для верхней части подсвиты нехарактерна. Подошва пластов песчаников местами несет слепки трещин высыхания и глиптоморфозы по мелким кубическим кристаллам соли; предыдущими исследователями последние описаны как «бугорки на поверхности песчаников» (Клюжина, 1963).

Толща, представленная в обнажении Красная Гора, ранее помещалась в состав усть-сылвицкой свиты (Б.Д. Аблизин, С.В. Младших, Ю.Р. Беккер и др.); однако в стратотипе усть-сылвицкой свиты подобные отложения не наблюдаются. Мощность крутихинской подсвиты достигает 400 м.

В обнажении верхней части крутихинской подсвиты по р. Усьве (обн. 0317; см. рис. 1, з) обнаружены многочисленные остатки арумбериеморфных организмов, которые сохранились внутри прослоев песчаников в виде объемных слепков (Маслов и др., 2004). В песчаниках с тонкой горизонтальной слоистостью встречены вертикальные следы поселения *Bergaueria Prantl*. В обнажении крутихинской подсвиты в бассейне р. Вижая в коричневатом-серых косоволнисто-слоистых песчаниках В.Н. Пучковым (2010г.) обнаружен отпечаток представителя петалонам *Onegia nepoha Keller* (см. обложку).

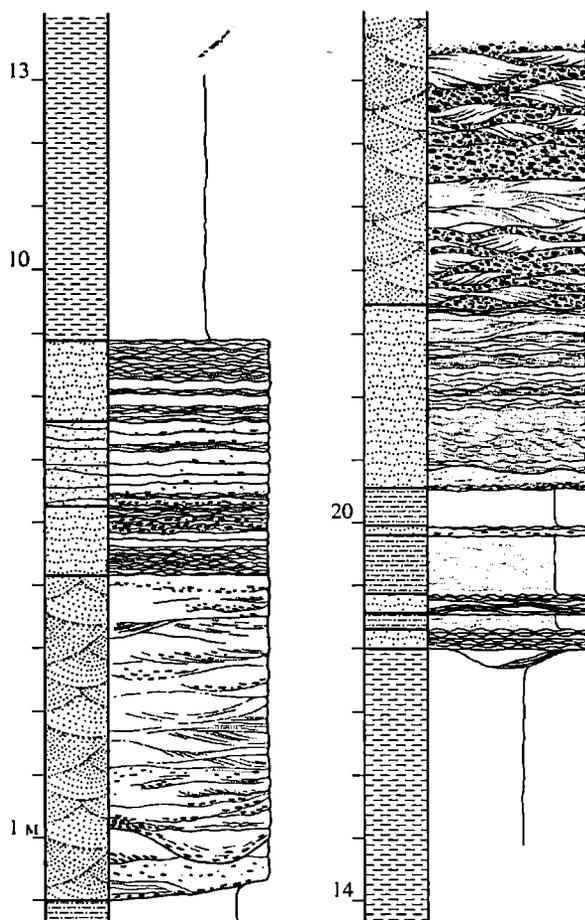
1.3.7. Кобылоостровская подсвита

Кобылоостровская подсвита (о-в Кобылий, р. Усьва) сложена серыми и темно-серыми мелко-, средне- и крупнозернистыми песчаниками (8.9–10.0 м) с тонкой волнистой, косоволнистой и линзовидной слоистостью и скоплениями плоской аргиллитовой гальки, чередующимися с равными им по

Рис. 31. Фрагмент обн. 0313 кобылоостровской подсвиты чернокаменной свиты в долине р. Усьвы.

Условные обозначения см. на рис. 2

мощности (до 10 м) пачками переслаивающихся алевролитов и аргиллитов зеленовато-серого цвета (рис. 31). Волнисто-слоистые песчаники в свою очередь содержат мощные (5.1–5.2 м) пакеты средние и крупнозернистых песчаников, выполняющие крупные широкие русла. В их нижней части залегают пласты песчаников без видимой слоистости либо с грубой горизонтальной, иногда с пологой косою слоистостью. Пласты разделены прослоями конгломератов, состоящих из уплощенных окатанных обломков аргиллитов. Верхняя часть русел сложена песчаниками с крупной мульдобразной косою слоистостью. Косо-слоистые серии разделены



прослоями плоскогалечных аргиллитовых конгломератов. На кровле песчаников присутствуют знаки симметричной ряби с размытыми рифелями.

Резкий регрессивный характер контакта с подстилающей крутихинской подсвитой наблюдается в обнажении по р. Усьве, выше о-ва Кобылий (обн. 0313; см. рис. 1, 2). В основании разреза залегает пестроцветная толща чередующихся пластов и пачек темно-серых с коричневым оттенком тонкослоистых алевролитов, красно-коричневых тонкослоистых аргиллитов и зеленовато-серых мелкозернистых песчаников без видимой слоистости с текстурами нагрузки. Мощность обнаженной части достигает 100 м. Эта толща относится авторами к верхней части крутихинской подсвиты. Нижняя граница коноваловской подсвиты проводится по первому появлению в осадочной последовательности мощных русел, сложенных песчаниками с крупной мульдобразной косою слоистостью (рис. 32):

1. Пакет серых и зеленовато-серых мелко- и среднезернистых песчаников, выполняющий крупное широкое русло. Нижняя часть русла мощностью 1.82 м сложена линзовидными пластинами (30–50 см) песчаников без видимой слоистости с эрозивными подошвами, разделенными пропластками (до 25 см) плоскогалечных конгломератов, состоящих из окатанных обломков аргиллитов. Верхняя часть русла мощностью 3.35 м сложена песчаниками с

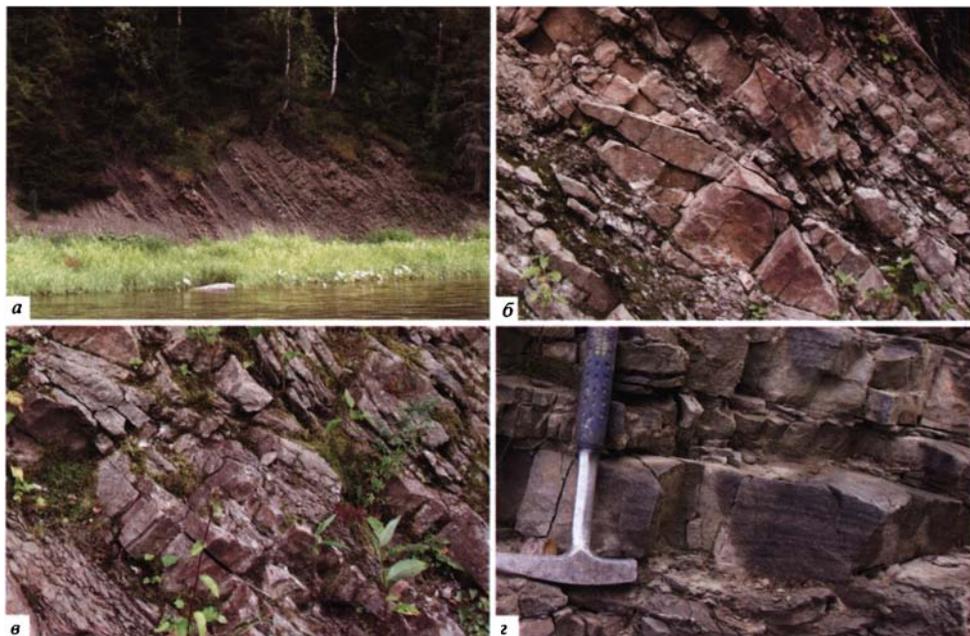


Рис. 32. Стратотипическое обн. 0313 кобылоостровской подсвиты чернокаменной свиты в долине р. Усьвы:

а – фрагмент обнажения; *б* – песчаники с крупной мульдобразной косою слоистостью; *в* – прослои плоскогалечных аргиллитовых конгломератов, разделяющие косослойные серии; *г* – песчаники с пологой косою слоистостью в основании русел

крупной мульдобразной косою слоистостью (мощность косых серий от 15–30 до 40 см). В песчаниках по всему пакету широко распространена плоская аргиллитовая галька: скопления окатанных обломков аргиллитов встречены в нижней части пластов, рассеянные обломки наблюдаются в толще пластов и на поверхности слоев в косых сериях. Нижняя граница пакета имеет выраженный эрозионный характер с глубиной вреза 30 см в пределах обнажения. Кроме того, внутри пакета в нижней его части наблюдается несколько поверхностей эрозии, подчеркнутых пропластками плоскогалечных конгломератов, при этом глубина вреза достигает 105 см. Мощность 5.17 м (интервал 0–5.17 м).

2. Пакет серых мелкозернистых песчаников с тонкой и грубой волнистой слоистостью. Песчаники содержат окатанные обломки аргиллитов. В нижней части пакета на одной из поверхностей встречены знаки симметричной ряби с размытыми рифелями, в верхней части пакета широко распространены текстуры нагрузки. Мощность 3.68 м (интервал 5.17–8.85 м).

3. Зеленовато-серые тонкослоистые алевролиты. Мощность 9.15 м (интервал 8.85–18.00 м).

4. Чередование пачек (25–94 см), сложенных тонкопереслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами зеленовато-серой окраски, и пластов (14–32 см) серых мелкозернистых песчаников с тонкой горизонтальной, волнистой, местами бугорчатой слоистостью, эрозионной подошвой (глубина врезов достигает 30 см) и волнистой кровлей. Один из пластов содержит плоскую аргиллитовую гальку. Мощность 2.54 м (интервал 18.00–20.54 м).

5. Пакет серых мелко- и среднезернистых песчаников с тонкой и грубой волнистой, местами бугорчатой слоистостью. В основании пакета песчаники содержат окатанные обломки аргиллитов. Мощность 2.91 м (интервал 20.54–23.45 м).

6. Пакет мелко- и среднезернистых зеленовато-серых и серых песчаников с крупной мульдобразной косою слоистостью, чередующихся с плоскогалечными конгломератами. Мощность 4.55 м (интервал 23.45–28.00).

Далее следует пачка (15 м), сложенная тонкослоистыми алевролитами зеленовато-серого цвета с коричневым оттенком. Завершает разрез толща, в которой, судя по фрагментарным обнажениям, преобладают зеленовато-серые мелко- и среднезернистые песчаники, в очень редких случаях демонстрирующие крупную мульдобразную косую слоистость. Местами на поверхностях напластования наблюдаются крупные прямолинейные знаки ряби (длина волны до 7–8 см). Плохая обнаженность не позволяет уверенно определить мощность толщи. Общая мощность кобылоостровской подсветы в разрезе по р. Усьве, выше о-ва Кобылий (обн. 0313; см. рис. 1, з), скорее всего, достигает 100 м.

Палеонтологические остатки в подсвете не обнаружены.

1.4. УСТЬ-СЫЛВИЦКАЯ СВИТА

Представления авторов о строении усть-сылвицкой свиты основаны на изучении серии небольших изолированных обнажений, расположенных на правом берегу р. Чусовой ниже по течению от устья р. Сылвицы (обн. 0532; см. рис. 1, в). В этих обнажениях вскрыты мелко- и среднезернистые песчаники без видимой слоистости, с грубой горизонтальной слоистостью, а также с мелкой и крупной мульдобразной косой слоистостью (рис. 33). Окраска пород красновато-бурая, сиренево-коричневая и зеленовато-серая. В некоторых случаях песчаники выполняют пологие эрозионные врезы. Местами к границе пластов песчаников приурочены скопления плоской аргиллитовой гальки и маломощные прослои тонкослоистых алевролитов (Маслов, 2003). Разобщенность обнажений, отсутствие маркирующих горизонтов и ярко выраженной среднemasштабной цикличности не позволяют выявить трансгрессивный или регрессивный тренд осадочной последовательности. В разрезе на левом берегу р. Чусовой, напротив устья р. Сылвицы, наблюдается постепенный переход между пестроцветной чернокаменной свитой (по всей видимости – крутихинской подсветой) и усть-сылвицкой свитой (Аблизин и др., 1982). На различных горизонтах усть-сылвицкой свиты с размывом залегают такатинские песчаники нижнего девона. По данным Б.Д. Аблизина с соавторами (1982), мощность усть-сылвицкой свиты в стратотипической местности достигает 350 м.

Б.Д. Аблизин с соавторами (1982) при выделении усть-сылвицкой свиты, кроме стратотипа, опирались на разрез в левом борту долины р. Усьвы в обнажении Красная Гора. По мнению Ю.Р. Беккера (1988), в стратотипе представлена нижняя часть усть-сылвицкой свиты, а наиболее полный ее разрез наблюдается в долине р. Усьвы. Мелко- и среднезернистые красновато-бурые, сиренево-коричневые и зеленовато-серые песчаники, представленные в стратотипе усть-сылвицкой свиты, Ю.Р. Беккер (1988) сопоставил со среднезернистыми светло-серыми песчаниками, обнаженными в долине р. Усьвы ниже по течению от о-ва Черемухового (черемуховская подсвета). Несмотря на разную окраску, скоррелированные отложения действительно имеют схожие слоистые текстуры. Однако детальный анализ осадочной последовательности позволил нам отказаться от такой корреляции. В разрезе по р. Усьве выше светло-серых песчаников залегают мощная толща тонкопереслаивающихся песчаников и аргиллитов пестро-

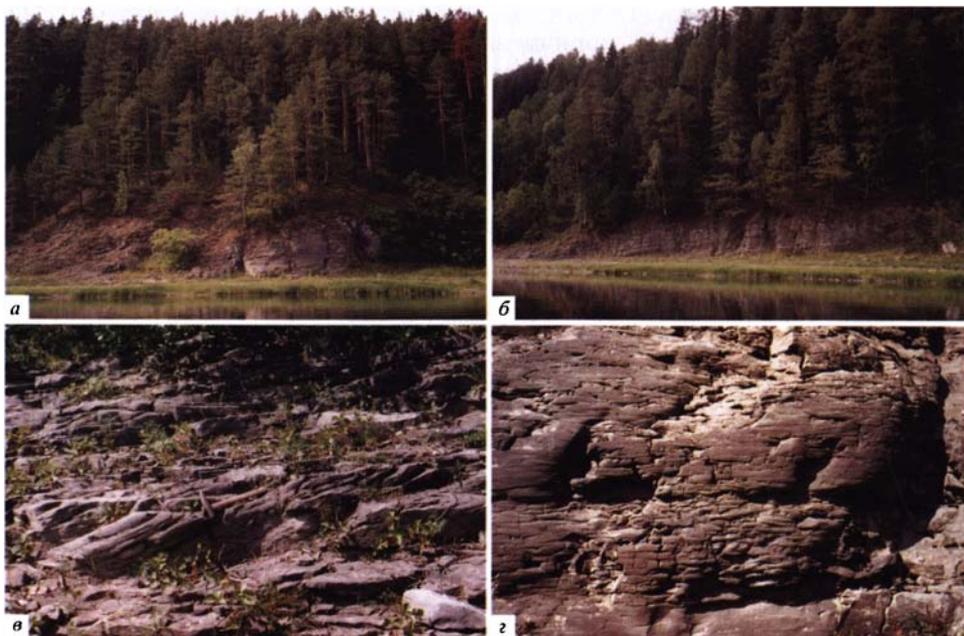


Рис. 33. Стратотипическое обнаж. 0532 усть-сылвицкой свиты, правый берег р. Чусовой ниже устья р. Сылвицы:
a – *б* – фрагменты обнажения: *в* – среднезернистые песчаники с крупной мульдобразной косой слоистостью; *г* – среднезернистые песчаники с мелкой мульдобразной косой слоистостью

цветной окраски (крутихинская подсвета), которая подстилает красновато-бурые песчаники в стратотипе усть-сылвицкой свиты. В разрезах по рекам Серебряной (в районе устья руч. Темный Лог), Чусовой (урочища Краснин Луг и Ялунино) и Сылвице (урочище Коноваловка) пестроцветная толща залегает стратиграфически ниже усть-сылвицкой свиты. На этом основании светло-серые песчаники и пестроцветную толщу, которые Ю.Р. Беккер (1988) скоррелировал с усть-сылвицкой свитой, авторы относят к чернокаменной свите: песчаники выделены авторами в черемуховскую, а пестроцветные отложения – в крутихинскую подсветы в составе чернокаменной свиты.

В разработанной стратиграфической схеме авторы сохранили усть-сылвицкую свиту в узком понимании, как она представлена в стратотипическом разрезе. Возраст ее однозначно не установлен. Не исключается вероятность того, что усть-сылвицкая свита одновозрастна кобылоостровской подсвете чернокаменной свиты, однако такая корреляция требует дополнительных исследований. Палеонтологические остатки в свите не обнаружены.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ

В разрезах сылвицкой серии Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория преобладают аргиллиты, алевролиты и мелкозернистые песчаники; другие структурные типы обломочных пород (гравелиты, конгломераты и диамиктиты) присутствуют в резко подчиненном количестве. Кроме того, на определенных уровнях разреза серии (в верхней части старопечнинской свиты, в перевалокской свите, в нижней части вилухинской подсвиты и верхней части коноваловской подсвиты чернокаменной свиты) можно видеть туфогенные породы, а в перевалокской свите в алевролитах присутствует фосфоритовая примесь.

2.1. СОСТАВ ПЕСЧАНИКОВ И ДИАМИКТИТОВ

Определяющие облик старопечнинской свиты и служащие матриксом диамиктитов желто-зеленые («табачного» цвета) алевролиты представляют собой глинисто-серицитовую массу с высоким содержанием зерен кварца, полевых шпатов, обломков кремней, кварцитов и алевролитов. Мелкозернистые песчаники старопечнинской свиты по составу похожи на алевролиты, отличаясь пониженным количеством мусковита, гидробиотита, гидроксидов железа и лейкоксена. Содержание кварца варьирует от 75 до 85%, полевых шпатов (интенсивно серицитизированные кислые плагиоклазы и редкие зерна ортоклаза и микроклина) – от 10 до 25%. Цемент песчаников контактово-поровый гидрослюдистый. Линзовидные прослои гравелитов (размер обломков 0.5–1.5 см) сложены плотно соприкасающимися, хорошо окатанными уплощенными обломками кремней, кварцитов, полевошпато-кварцевых песчаников, глинистых сланцев, карбонатных пород, полевых шпатов и фосфоритов. Цемент гравелитов песчано-глинистый контактово-порового типа. В обломках старопечнинских диамиктитов преобладают обломки пород, схожих по внешнему облику и составу с породами подстилающей керносской свиты (полевошпато-кварцевые песчаники, известковистые песчаники, карбонатные породы, алевролиты, кварциты, фосфориты) (Аблизин и др., 1982).

Мелкозернистые песчаники и алевролиты перевалокской свиты характеризуются, также как и старопечнинские, преимущественно полевошпато-кварцевым составом (кварц 65–70, полевые шпаты 20–25%), однако в них значительно чаще можно видеть обломки карбонатных пород, фосфоритов, мусковита и биотита. Среди полевых шпатов доминируют кислые плагиоклазы, а микроклин и ортоклаз играют сугубо подчиненную роль. Цемент песчаников и алевролитов глинистый (гидромусковит с небольшой примесью каолинита и монтмориллонита), базально-порового типа, с при-

месью серицита, хлорита, гидроксидов железа, фосфатов и органического вещества (Аблизин и др., 1982).

В составе чернокаменной свиты (без черемуховской, крутихинской и кобылоостровской подсвит) преобладают зеленовато-серые и бурые мелкозернистые полимиктовые песчаники и алевролиты, отличающиеся от рассмотренных выше аналогичных по гранулометрии пород плохой сортировкой и окатанностью обломочного материала. В составе обломков преобладают кварц (60–70%) и полевые шпаты (20–25%); в виде переменной примеси наблюдаются мусковит, хлорит, хлоритизированный биотит, фрагменты аргиллитов, кремней, микрокварцитов, карбонатных и эффузивных пород (10–20%). Полевые шпаты представлены альбитом, альбито-олигоклазом, андезином, микроклином и ортоклазом. Обломки эффузивов характеризуются угловатой, рогульчатой и (или) неправильной (корродированной?) формой и представлены гематитизированными андезитовыми и базальтовыми порфиридами, хлоритизированным вулканическим стеклом, трахитовыми порфирами и другими породами. Структура песчаников псаммитовая с элементами конформной и инкорпорационной, тип цемента контактово-поровый (Аблизин и др., 1982).

Песчаники черемуховской, крутихинской и кобылоостровской подсвит чернокаменной свиты, а также усть-сылвицкой свиты имеют полевошпато-кварцевый состав (кварц 60–75, полевые шпаты 10–15, обломки пород 10–15%). Среди полевых шпатов преобладают сильно измененные плагиоклазы, обломки пород представлены преимущественно аргиллитами. Присутствие в каркасе псаммитов в ряде случаев значительного количества фрагментов аргиллитов ведет к появлению на отдельных участках элементов инкорпорационной структуры. Тип цемента глинистый контактово-поровый, в его составе преобладает иллит с примесью серицита, хлорита и гидроксидов железа (Аблизин и др., 1982).

Необходимость минералого-петрографического изучения древнейших отложений Среднего Урала вначале была связана с поиском источников россыпей алмазов, однако в связи с геологическим картированием территории микропетрографические и минералогические исследования стали важным инструментом расчленения и корреляции разрезов (Курбацкая, 1979; Аблизин и др., 1982). В результате в сыльвицкой серии были установлены две минералогические ассоциации: рутил-лейкоксен-цирконовая, характерная для старопечнинской, перевалокской и чернокаменной свит, и рутил-ильменит-лейкоксен-цирконовая, характерная для усть-сылвицкой свиты (*sensu lato* включая черемуховскую, крутихинскую и кобылоостровскую подсвиты чернокаменной свиты). Старопечнинская и перевалокская свиты в минералого-петрографическом отношении похожи на подстилающие образования серебрянской серии (Аблизин и др., 1982). Нижнюю часть чернокаменной свиты отличают своеобразная морфология рутиловых зерен (преобладают яркоокрашенные оранжевые полуокатанные тонкопризматические кристаллы и удлинненно-эллипсоидные зерна) и специфическая разновидность циркона (руководящими являются бледно-розовые и бледно-желтые бесцветные кристаллы). Песчаники чернокаменной свиты также отличаются от подстилающих полимиктовым составом обломочного материала, заметно повышенным содержанием калиевых полевых

шпатов, обломков эффузивных пород, слюд и хлоритов. Таким образом, чернокаменная и усть-сылвицкая свиты отличаются как от подстилающих отложений, так и друг от друга (Аблизин и др., 1982).

2.2. СОСТАВ ТОНКОЗЕРНИСТЫХ ПОРОД

Предыдущими исследователями тонкозернистые алюмосиликокластические породы сылвицкой серии были изучены методами петрографического, рентгенографического, термического и электронно-микроскопического анализов (Аблизин и др., 1982). В результате было установлено, что в составе аргиллитов сылвицкой серии преобладает гидромусковит и наблюдается незначительная примесь каолинита и монтмориллонита. Кроме того, красно-бурые аргиллиты характеризуются повышенным содержанием гидроксидов железа. Основная ткань тонкозернистых алюмосиликокластических пород сложена слабо поляризующей массой глинистого вещества с чешуйками серицита, хлорита, сростками слюды и хлорита, а также примесью мелкоалевритового кварца и полевых шпатов (рис. 34–36).

Авторами на современном уровне проведено переизучение вещественного состава тонкозернистых пород сылвицкой серии по данным рентгенофазового, термического и химического анализов. Рентгенофазовые исследования порошковых проб аргиллитов выполнены Т.Я. Гуляевой на рентгеновском дифрактометре “ДРОН-3” с системой управления и регистрации на базе “IBM PC” при напряжении 30 кВ и токе 30 мА в монохроматизиро-

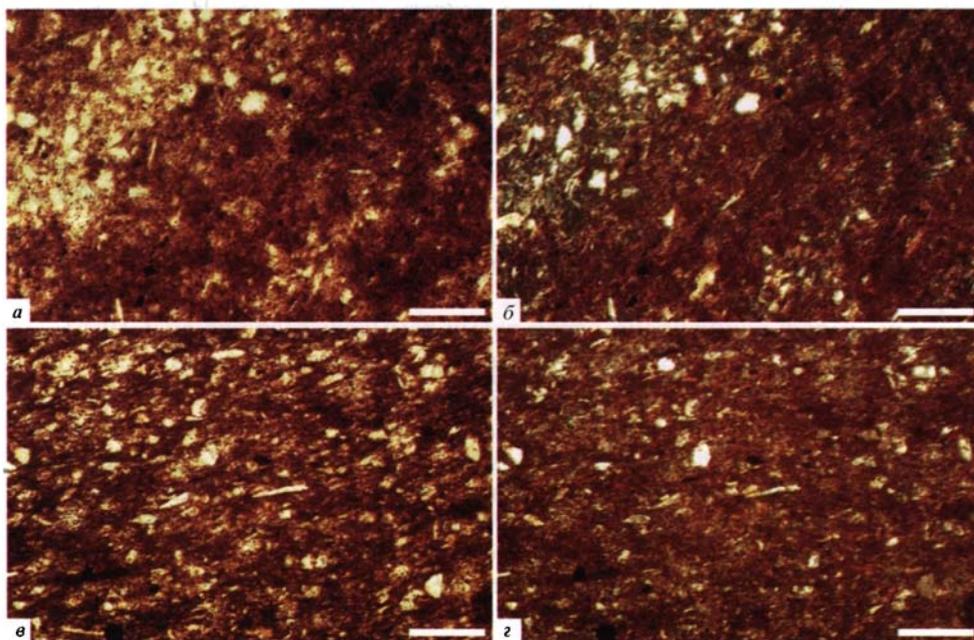


Рис. 34. Алевроаргиллиты старопечнинской свиты:
Шлиф 09-2-2, обнажение 0305 (а, в – николи ||; б, г – николи +). Длина масштабной линейки 0.1 мм.
Фото М.Т. Крупенина

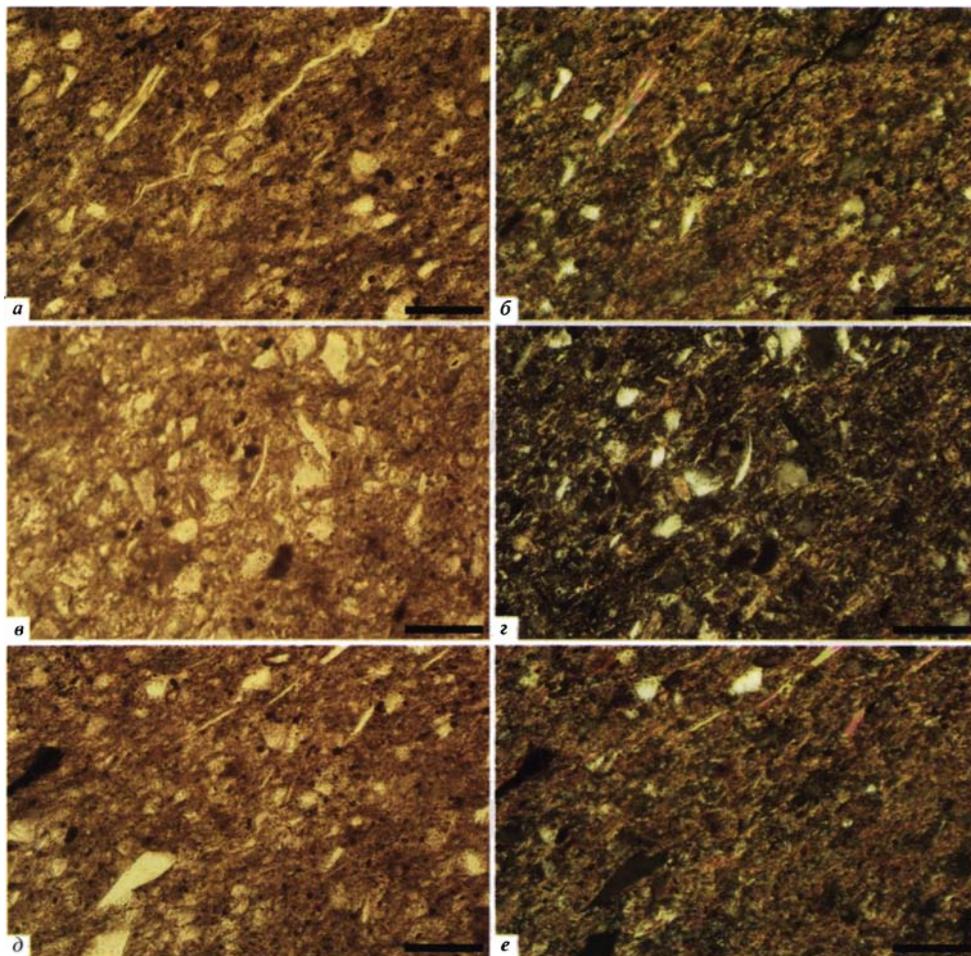


Рис. 35. Алевроаргиллиты перевалокской свиты: Шлиф 09-3-3 (а, б, д, е), шлиф 09-3-2 (в, з), обнажение 0309 (а, в, д – николи II; б, з, е – николи +). Длина масштабной линейки 0.1 мм. Фото М.Т. Крупенина

ванном медном излучении. Запись дифрактограмм проводилась в области углов 4–70 град. 2Θ со скоростью 1 град/мин. Съёмка образцов осуществлялась в трех состояниях: исходном, обработанном этиленгликолем и прокаленном при 600 °С в течение 1 ч (рис. 37), что позволило достаточно точно диагностировать глинистые минералы. Обработка содержащих монтмориллонит порошковых проб этиленгликолем ведет к смещению рефлекса 001 с 12–15 до 16–18 Å. После отжига до 600 °С монтмориллонит теряет межслоевую воду и величина его рефлекса 001 уменьшается до 10 Å, а у хлорита наблюдается заметное увеличение интенсивности рефлекса 001 (14 Å) и уменьшение интенсивности рефлексов 002, 003 и 004. Термические исследования проведены В.Г. Петрищевой на дериватографе “Diamond DTA/TG” (“Perkin Elmer”) в идентичных условиях: навеска 80–100 мг, скорость нагрева 20 град/мин, температурный интервал 20–1090 °С,

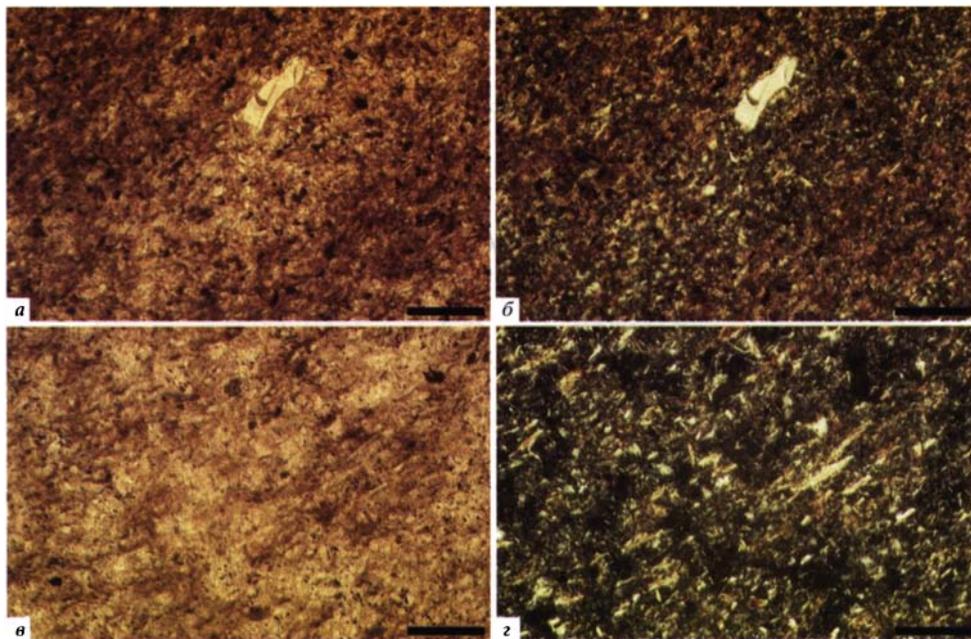


Рис. 36. Алевроаргиллиты чернокаменской свиты:
Шлиф 09-4-3 (а, б), обнажение 0312, шлиф 09-5-1 (в, з), обнажение 0313 (а, в – николи II; б, з – николи +). Длина масштабной линейки 0.1 мм. Фото М.Т. Крупенина

инертное вещество – оксид алюминия, атмосфера печи – воздух. Погрешности при определении убыли массы составили $\pm 0.1\%$, при определении температуры пика на DTA – ± 3 °С. В изученных образцах определено присутствие в разных количественных соотношениях гидрослюда, мусковита, кварца, хлорита и гетита. В редких случаях встречен кальцит.

Глинистые минералы в тонкозернистых породах сыльвицкой серии представлены мусковитом, гидрослюдой (основные рефлексы 10.0, 4.46, 3.32 и 2.56 Å), железисто-магнезиальным хлоритом (14.1, 7.1, 4.7 и 3.5 Å) и монтмориллонитом. Для старопечнинской и перевалокской свит характерно преобладание мусковита политипа $2M_1$ над гидрослюдой (базальный рефлекс 10 Å на дифрактограммах имеет остро очерченную форму, присутствуют четкие рефлексы 2.98, 2.86 и 2.79 Å) (табл. 1). Судя по величине низкотемпературных потерь (0.5–1.1%), количество адсорбционной воды в образцах глинистых сланцев и аргиллитов из этих свит составляет не более 0.4–0.6% и, соответственно, доля гидрослюд оценивается менее чем в 5% (рис. 38, а, б).

В аргиллитах и алевроаргиллитах чернокаменской и усть-сылвицкой свит практически не обнаружен мусковит политипа $2M_1$, а для базальных пиков отмечается низкая интенсивность и размытость, связанная, по всей видимости, с тонкодисперсностью и гидратированностью слюд. Достаточно широкий 10 Å-й рефлекс подтверждает преобладание гидрослюды над мусковитом (рис. 39). Об этом же свидетельствует и увеличение величины потери низкотемпературной воды до 0.8–1.7% (рис. 38, в, 40). В неко-

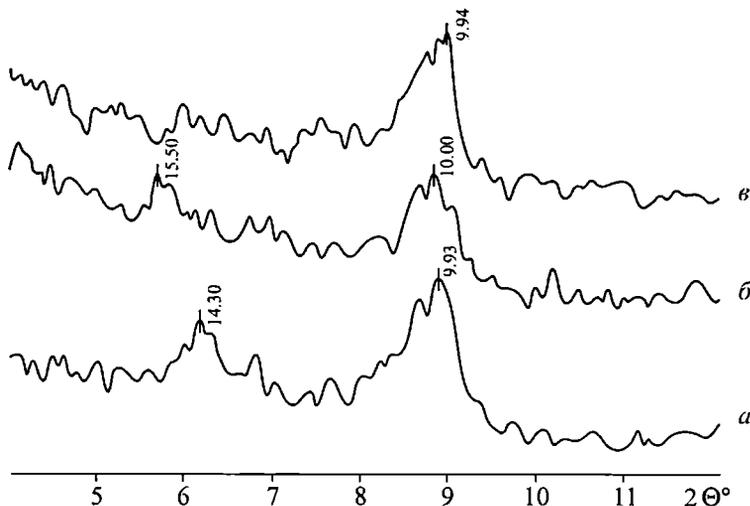


Рис. 37. Диффрактограммы тонкозернистых терригенных пород коноваловской подсвиты чернокаменской свиты, образец В-6.

Состояние образца: а – исходное; б – насыщенное этиленгликолем; в – прокаленное при 600 °С

торых из исследованных авторами образцов гидрослюда находится в ассоциации с тонкочешуйчатым серицитом или мусковитом. Это находит отражение на термограммах в соответствующих эндопиках при 700 и 900–950 °С (см. рис. 38, а, б, 40). Однако преобладание гидрослюда в алевроаргиллитах чернокаменской свиты приводит к расширению 10-Å-го рефлекса на диффрактограммах. Следует отметить, что в одном из образцов алевроаргиллитов шурышской подсвиты, отобранном вблизи контакта с синекаменской подсвитой в разрезе по правому берегу р. Чусовой в скале Синий Камень (обн. 0535), установлено необычное для чернокаменской свиты присутствие слюды поли типа 2M₁, при этом достаточно широкий базальный рефлекс 10 Å и возрастание потерь адсорбционной воды до 1.3% указывают на гидратированность слюды.

В тонкозернистых породах верхней половины перевалокской свиты, чернокаменской и усть-сылвицкой свит в переменном количестве присутствует монтмориллонит, диагностируемый по рефлексу 12–15 Å на диффрактограммах насыщенных этиленгликолем образцов. Наличие монтмориллонита связывается авторами с катагенезом и последующим гипергенезом базитовой пирокластике, которая местами (старопечнинская свита и вилухинская подсвита чернокаменской свиты) фиксируется в виде маломощных прослоев вулканических туфов (Ронкин и др., 2006; Маслов и др., 2006).

Обломочные минералы в аргиллитах и алевроаргиллитах, по данным рентгенофазового анализа, представлены кварцем (4.26, 3.34 и 2.46 Å), микроклином (4.21, 3.70 и 3.25 Å) и плагиоклазом (4.03, 3.78 и 3.20 Å). Встречаются также гетит (4.18, 2.69 и 2.45 Å), кальцит (3.03, 2.28 и 2.09 Å), гематит (2.70, 2.52 и 1.70 Å), амфибол (8.4, 3.1 и 2.7 Å) и пренит (3.48, 3.08 и 2.55 Å) (см. табл. 1; рис. 39, 41). Основные рефлексы пренита совпадают с

Таблица 1

**Вещественный состав представительных образцов тонкозернистых алюмосиликокластических пород
сыльвицкой серии по данным рентгенофазового и термического анализов, мас. %**

№ образца	Свита	Литология	Места отбора образцов	Mi (2M ₁)	HyMi		Chl	Mmt	Qu	Gt	Fs	Pre	Amf	Cc
					%	Потери при 25-230 °С								
Syl-42	Стр	Серо-зеленые глинистые сланцы	1	35	5	0.6	15	Н.о.	11	2	30	30	Н.о.	Н.о.
Syl-43				45	5	0.5	15	—"	9	2	25	25	—"	—"
Syl-44				35	5	0.4	15	—"	9	2	35	35	—"	—"
Syl-53	Прв	Филлитовидные серо-зеленые глинистые сланцы	2	30	5	1.1	15	10	9	3	25	Сл	Сл	—"
Syl-55				45	5	0.5	15	Н.о.	9	2	25	25	Н.о.	—"
Syl-58	Чк	Серо-зеленые аргиллиты	3	30	5	0.9	15	5	15	2	28	Н.о.	—"	—"
Syl-61		Тонкослоистые буровато-зеленые глинистые алевролиты		Н.о.	30	0.8	15	5	13	2	35	—"	—"	—"
Us-26	Чк	Шоколадно-коричневые аргиллиты	4	Н.о.	40	1.3	5	10	10	Gt- Hm 3	35 (пл)	—"	—"	Ceol
Us-28				—"	45	1.5	10	10?	7	3	25	—"	—"	Ceol
Us-74-4		Зеленовато-серые тонкослоистые алевроаргиллиты	5	Н.о.	35	1.7	10	10	9	3	33	33	—"	Н.о.
Us-74-6				5	40	2.7	10	20	1	3	21	21	—"	—"
Syl-19		Зеленовато-серые линзовиднослоистые алевроаргиллиты	6	Н.о.	35	0.8	15	Н.о.	20	Н.о.	40 (пл)	—"	—"	—"
N-Os-1		Зеленовато-серые тонкослоистые алевроаргиллиты	7	Н.о.	40	0.9	10	5	11	5	24 (пл)	Н.о.	5	—"
N-Os-3	—"			40	0.9	10	5	13	3	29	—"	Н.о.	—"	
Sin-(-12)	Зеленовато-серые горизонтально слоистые аргиллиты	8	30-35	5-10	1.3	10	10	8	2	30	30	—"	—"	
Sin-26,7			Н.о.	30	0,9	15	10	12	2	30	Н.о.	—"	—"	

Chk-11	Chk	Темные зеленовато-серые горизонтально слоистые аргиллиты	8	Н.о.	35	1.6	15	10	8	2	30	30	Н.о.	Н.о.	
Chk-23		Зеленовато-серые аргиллиты	—	—	35	1.5	15	10	4	2	35	35	—	—	
B-6		Темно-серые алевроаргиллиты	9	—	30	2.7	5	35	7	7	14	Н.о.	—	2	
B-20			—	—	35	1.7	15	5	6	4	30	Сл	Сл	Н.о.	
Us-50		Голубовато-серые скорлуповатые аргиллиты	10	—	40	1.2	15	Н.о.	6	Н.о.	39 (пл)	Н.о.	Н.о.	—	
Us-53			Шоколадно-коричневые алевроаргиллиты	—	—	45	2.0	10	10	5	Gt-Hm 3	27 (пл)	—	—	—
Us-81-5		Тонкослоистые глинистые мелкозернистые алевролиты шоколадно-коричневые с арумбериевыми текстурами	11	—	56	1.9	15	10	6	3	10	—	—	—	
Us-81-10			—	—	45	2.2	10	15	5	3	22	—	—	—	
Syl-35		Usl	Серовато-зеленые аргиллиты	12	—	35	1.1	5	10	22	3	25	—	—	—

Примечание. Свиты: Str – старопечнинская, Prv – перевалокская, Chk – ченокаменная, Usl – усть-сылвицкая. Минералы: Mi (2M₁) – мусковит; HyMi – гидрослюда; Chl – хлорит; Mmt – монтмориллонит; Qu – кварц; Gt – гетит; Hm – гематит; Fs – полевой шпат (плаггиоклаз и микроклин); Pre – пренит; Amf амфибол; Cc – кальцит; Ceol – цеолит; н.о. – не обнаружено. Места отбора образцов: 1 – р. Сылвица, 1.6 км ниже устья р. Бобровки; 2 – р. Сылвица, 3.6 км к ЮЗ от устья р. Бобровки; 3 – р. Сылвица, 3.2 км к ЮЗ от устья р. Бобровки; 4 – р. Усьва, урочище Вилуха; 5 – р. Усьва, о-в Коневый; 6 – р. Сылвица, 1.6 км к ЮЗ от устья р. Соколиный Лог; 7 – р. Чусовая, 1 км ниже дер. Ниж. Ослянки; 8 – р. Чусовая, скала Синий Камень; 9 – р. Сылвица, 1.2 км выше устья; 10 – р. Усьва, скала Красная Гора; 11 – р. Усьва, ниже Заячих островов (5 км выше пос. Громового); 12 – р. Чусовая, 600 м ниже устья р. Сылвицы.

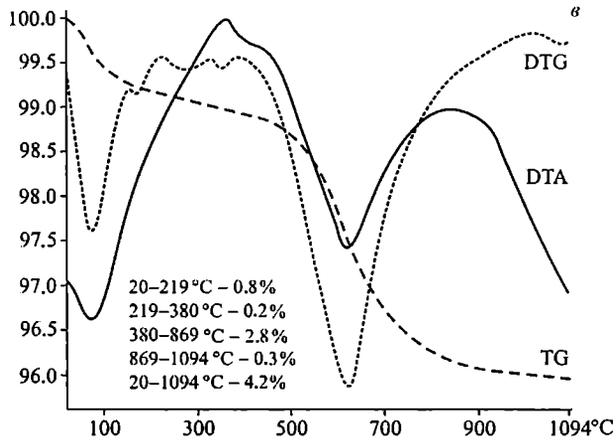
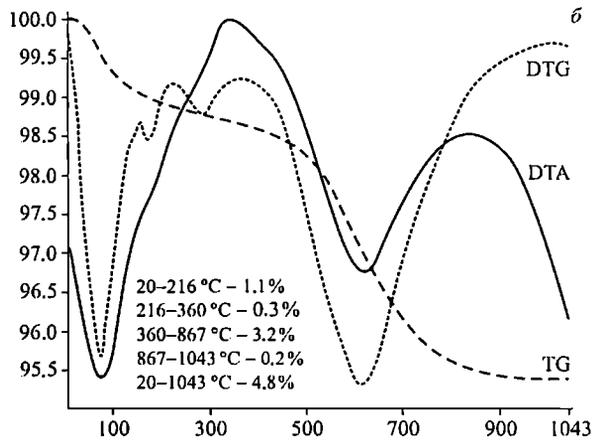
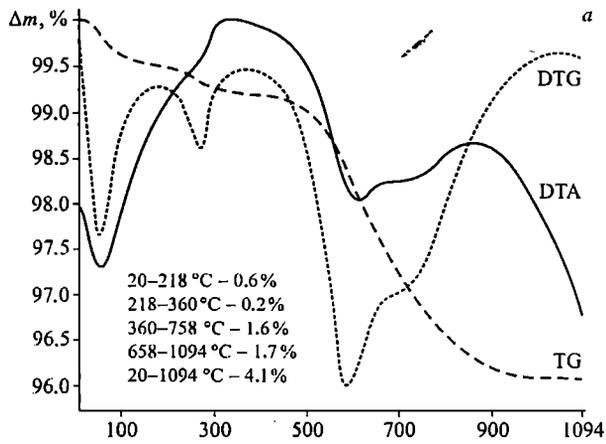


Рис. 38. Характерные термограммы тонкозернистых терригенных пород:
 а – старопечниинская свита (образец Syl-42); б – перевалокская свита (образец Syl-53); в – вилухинская подсвита чернокаменской свиты (образец Syl-61)

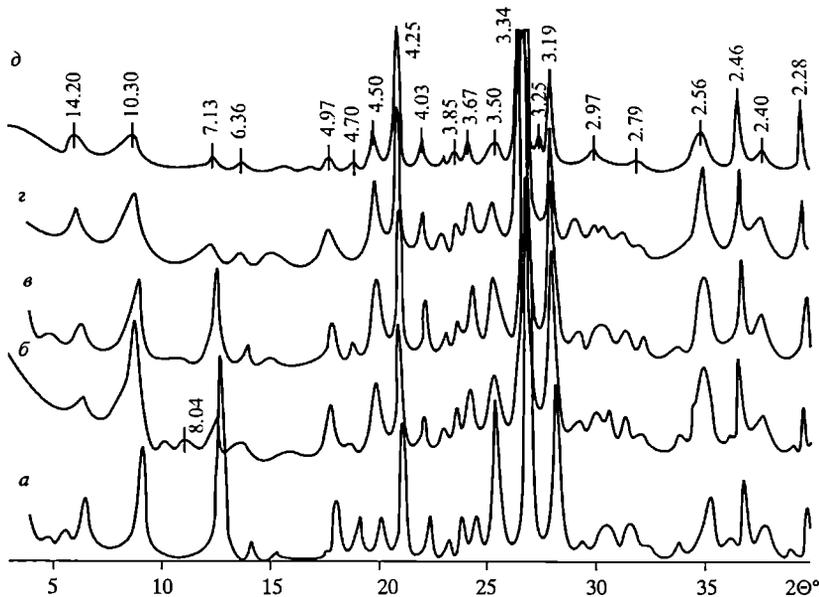


Рис. 39. Дифрактограммы алевроаргиллитов (исходное состояние):

а, б – вилухинская подсвита чернокаменной свиты: *а* – образец Syl-61, *б* – образец Us-28; *в* – шурышская подсвита чернокаменной свиты, образец Sin(-12); *г* – коноваловская подсвита чернокаменной свиты, образец В-6; *д* – усть-сыльвицкая свита, образец Syl-35

рефлексами гидрослюда и хлорита, однако соотношение пиков, характерных для этих минералов, позволяет в ряде случаев предполагать присутствие именно пренита, так как рефлексы 3.48, 3.08 и 2.55 Å на дифрактограммах непропорционально повышены относительно 10 Å-х отражений слюды. Появление пренита, по всей вероятности, можно связывать с низкотемпературным метаморфизмом пород. В некоторых из исследованных авторами образцов тонкозернистых пород вилухинской, шурышской и крутинской подсвит чернокаменной свиты полевые шпаты представлены, по данным рентгенофазового изучения, только плагиоклазами.

Наблюдаемые постседиментационные изменения в аргиллитах и алевроаргиллитах сыльвицкой серии соответствуют стадии глубинного катагенеза или начального метагенеза, поэтому присутствие в них монтмориллонита, который не трансформировался в хлорит-гидрослюдистый агрегат, требует пояснения. Возможной причиной этого явления может быть петрокластическая природа монтмориллонита: «сметкиты (...связанные с раскристаллизацией гиалокластического материала...) характеризуются меньшей способностью к агрегации» по сравнению со смешаннослойными образованиями, образованными за счет деградации триоктаэдрических слюд на ранних стадиях эпигенеза (Котельников, Зинчук, 2008, с. 971). Для последних характерна «структурная память» (Grim, Bradley, 1955), которая способствует их более быстрой диоктаэдризации и превращению в иллит и хлорит. Вулканогенный же материал даже на стадии апокатагенеза (начального метагенеза) часто представлен мета- или К-бентонитом (Котельников, Конюхов, 1986).

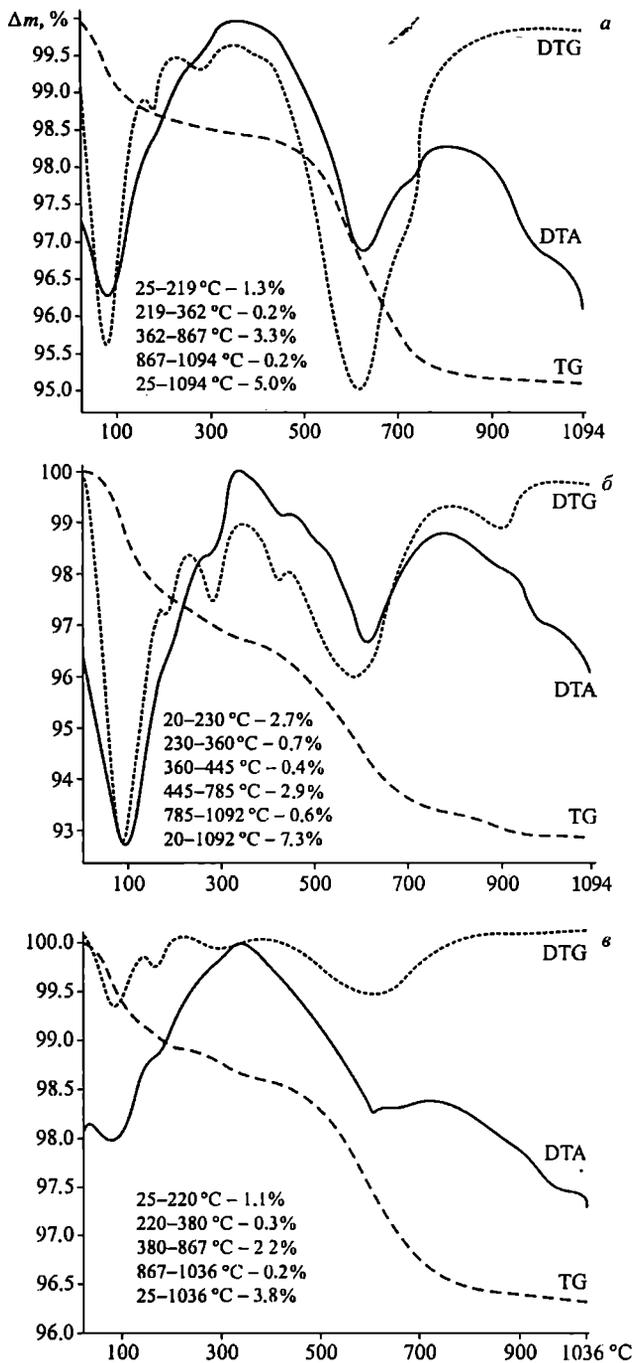


Рис. 40. Характерные термограммы глинистых сланцев и алевроаргиллитов:
a – шурышская подсвита чернокаменной свиты, образец Sin-(-12); *b* – коноваловская подсвита чернокаменной свиты, образец B-6; *c* – усть-сылвицкая свита, образец Syl-35

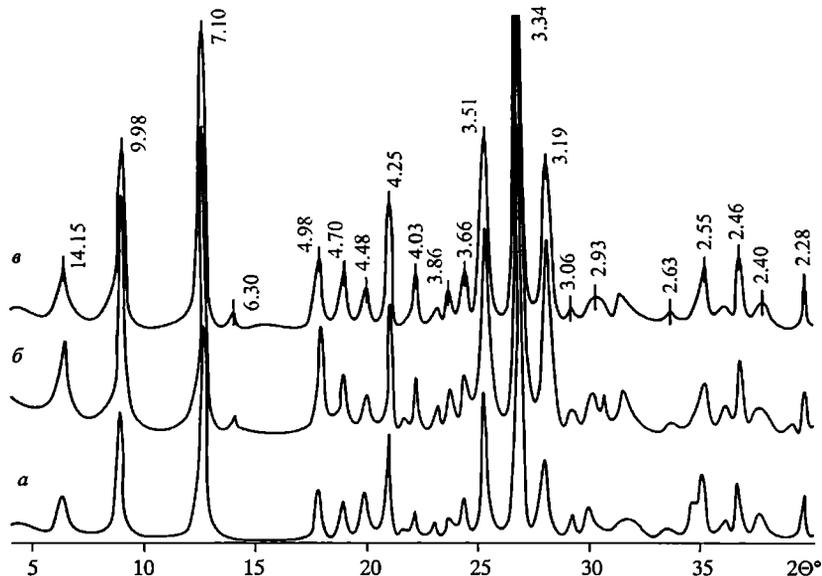


Рис. 41. Дифрактограммы тонкозернистых терригенных пород (исходное состояние): а – старопечнинская свита, образец Syl-42; б, в – перевалокская свита: б – образец Syl-53, в – образец Syl-55

Наличие в составе тонкозернистых алюмосиликокластических пород небольшого количества пренита, определяемого только дифрактометрическим анализом, является важным индикатором зоны перехода от глубинного катагенеза к начальному метагенезу. Присутствие в глинистых сланцах и алевроаргиллитах вулканогенного материала и образующегося по нему пренита при сохранении монтмориллонита позволяют считать, что степень преобразования глинистых пород отвечает верхам пренит-пумпеллитовой фации регионального эпигенеза (Коссовская, Шутов, 1971). Пренит-пумпеллитовая фация соответствует стадии раннего метагенеза основных аркозов и граувакк, сменяя ломонтитовую фацию позднего катагенеза (Логвиненко, 1968), и характеризуется широким развитием новообразованных альбита, мусковита и кварца; пренит при этом образуется в результате замещения ломонтита. В нашем случае в составе тонкозернистых пород кроме цеолитов (см. ниже) преобладают гидрослюда и хлорит, тогда как мусковит политипа $2M_1$ отсутствует. Формирование новообразованного мусковита политипа $2M_1$ связано с процессами термальной активизации и происходит на более высоких ступенях метагенеза (возможно, в области, соответствующей зеленосланцевому метаморфизму) или в зонах локальной гидротермальной проработки осадочных пород (Япаскурт, 2008).

Цеолиты в тонкозернистых породах сыльвицкой серии авторскими исследованиями не обнаружены, за исключением небольшой примеси в образцах Us-28 (дифракционный рефлекс 8.04 \AA) и Us-26 (дифракционный рефлекс 7.8 \AA), отобранных в непосредственной близости от прослоя вулканических туфов (см. рис. 39). В данном случае можно предполагать присутствие небольшой примеси цеолитов типа гейландита и (или) клиноптилолита. Одной из причин отсутствия рефлексов цеолитов на дифракто-

граммах может быть то, что наиболее значимые рентгеновские рефлексы цеолитов группы ломонтита совпадают, как правило, с рефлексами слюды, хлорита, плагиоклаза и кварца. К этому следует добавить, что тонкодисперсное или тонкочешуйчатое сложение аргиллитов и алевролитов не способствует уверенной диагностике аутигенных глинистых минералов под микроскопом. Кроме того, необходимо учитывать, что для формирования цеолитов требуются специфические условия высокощелочной среды (Сендеров, Хитаров, 1970), которую при эпигенезе могут обеспечить высокие концентрации катионов щелочных и щелочно-земельных металлов (K, Na, Ca и Mg), свободно мигрирующие в поровых растворах. При недостатке этих элементов образования цеолитов в значительных масштабах ожидать трудно. Принимая во внимание, что калий в процессе стадийных преобразований поглощается в первую очередь глинистыми минералами, связываясь с кремнекислородными тетраэдрами новообразованных слюдистых минералов, щелочной резерв определяется присутствием катионов Mg (частично расходуемого на аутигенез хлорита), Na и Ca, количество которого зависит от состава вулканокластике (Копорулин, 2006). Преимущественно базитовый состав вулканокластике в породах сылвицкой серии как раз и предполагает формирование пренита.

Изучение вещественного состава тонкозернистых алюмосиликокластических пород сылвицкой серии показывает, что во время накопления старопечнинской и перевалокской свит в палеобассейн седиментации в значительном количестве поступал обломочный мусковит политипа $2M_1$, однако к началу чернокаменского времени этот процесс практически прекратился. Снизу вверх по разрезу сылвицкой серии в аргиллитах постепенно возрастает количество монтмориллонита: впервые монтмориллонит фиксируется в ряде образцов тонкозернистых образований перевалокской свиты, а в чернокаменской свите его содержание отмечается уже во всех изученных авторами образцах, достигая максимальных значений (20–35% от всей глинистой фракции) в верхней части свиты. Указанные изменения вещественного состава глинистых пород сылвицкой серии коррелируются с изменениями состава алевролитов и песчаников (Курбацкая, 1979; Аблизин и др., 1982). В частности, песчаники старопечнинской свиты содержат 75–85% кварца, песчаники перевалокской свиты – 65–70% кварца, наряду с плагиоклазом и, реже, микроклином и ортоклазом со значительной примесью обломочных мусковита и биотита, в чернокаменской свите преобладают полимиктовые песчаники, содержащие до 20% фрагментов карбонатных и эффузивных пород, а в усть-сылвицкой свите встречаются песчаники, содержащие 10–15% сильно измененных плагиоклазов и до 15% обломков гематитизированных тонкозернистых пород.

ФАЦИАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ

Первые специальные литолого-петрографические исследования пород сылвицкой серии, которая в то время еще рассматривалась в составе ашинской серии, были выполнены А.А. Кухаренко (1962), предположившим, что накопление их происходило преимущественно в мелководных прибрежных обстановках. Красноцветная окраска пород связывалась с присутствием в них примеси вулканогенного материала. Более детальные литологические исследования, проведенные М.Л. Ключиной и Ф.А. Курбацкой (1970), дали новые результаты, на основании которых были выделены пять «породных ассоциаций» (фактически – фаций) и две историко-геологические породные ассоциации более крупного ранга – флишоидная и молассовая формации, которые отвечали двум этапам формирования сылвицкой серии. На первом этапе (старопечнинское, перевалокское и чернокаменское время) низкоэнергетические, по предположению авторов, относительно мелководные обстановки постепенно уступили место высокоэнергетическим относительно глубоководным, в то время как на втором этапе (усть-сылвицкое время) произошло значительное сокращение палеобассейна осадконакопления, а обстановки сменились на мелководные, местами – континентальные. При этом осадочные последовательности старопечнинской и перевалокской свит интерпретировались как трансгрессивные, в отличие от чернокаменской и усть-сылвицкой свит, в строении которых, по представлениям Ф.А. Курбацкой и Б.Д. Аблизина (1970), наблюдался выраженный регрессивный тренд. Разнородный характер сылвицкой серии, имеющей в нижней части флишоидный, а в верхней – молассоидный облик, отмечали также Б.М. Келлер (1963) и Ю.Р. Беккер (1968). Одновременно был подчеркнут тиллитоподобный облик диамиктитов старопечнинской свиты (Младших, Аблизин, 1967; Беккер, 1968). Представление о принадлежности всей сылвицкой серии либо только чернокаменской и усть-сылвицкой свит к формациям флишоидно-молассоидного типа получило дальнейшее развитие и до сих пор доминирует в литературе (Постникова, 1977; Ключина, 1982, 1991; Аблизин и др., 1982; Аксенов, 1985; Курбацкая, 2004). Ю.Р. Беккер (1988) считает, что по формационным характеристикам сылвицкая серия целиком является альпинотипной молассой.

На основании структурных и текстурных особенностей пород и формы слагаемых ими тел авторами выделяется ряд литологических типов отложений, которые объединяются в семь фаций.

3.1. ФАЦИЯ ТОНКОСЛОИСТЫХ АЛЕВРОЛИТОВ И АРГИЛЛИТОВ

Описание. Фация отвечает значительной части старопечнинской свиты (без базальной пачки диамиктитов и песчаников) и всей перевалокской

свите. В чернокаменной свите она слагает достаточно мощные интервалы в разрезах вилухинской, синекаменной и коноваловской подсвит. Фация представляет собой парагенез тонкослоистых аргиллитов, тонкослоистых алевролитов и тонкого переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников.

Тонкослоистые аргиллиты имеют зеленовато-серую, светло-серую, шоколадно- и вишнево-коричневую, фиашково-зеленую и голубовато-серую окраску. Слоистость независимо от окраски подчеркнута тонкими (от долей до 5–6 мм) линзовидными прослоями алевролитов. В аргиллитах старопечнинской и перевалокской свит, вилухинской и кобылоостровской подсвит чернокаменной свиты могут присутствовать тонкие (от 1–5 до 70–100 мм) линзовидные прослои слабосцементированных пелитоморфных, алевропсаммитовых и псаммитовых туфов основного и среднего состава (см. рис. 3, а, 5, з, 6, 10, б, 12, а) (Маслов и др., 2006). Кроме того, в светло-серых аргиллитах перевалокской свиты слоистость может быть подчеркнута тончайшими черными пленками углефицированного органического вещества.

Тонкослоистые алевролиты обладают табачно-серой либо светло-серой с зеленоватым оттенком окраской. Слоистость подчеркнута тонкими слойками аргиллитов (от 0.1 до нескольких мм) и песчаников (от 1–15 до 35 мм) (см. рис. 5, в). В слойках песчаников иногда присутствует тонкая горизонтальная и градационная слоистость; в более мощных прослоях встречаются однонаправленная косая слоистость и знаки ряби на кровле. В основании косых серий сохраняются эрозионные «останцы» более ранних серий косых слойков. По всей видимости, формирование этих прослоев сопровождалось миграцией знаков ряби в направлении потока, при этом желобок мигрирующей ряби на своем пути размывал под очень пологим углом наветренный склон предыдущей ряби. Подошвы слойков гладкие, местами с текстурами размыва и нагрузки.

В наиболее песчанистой разновидности фации наблюдается тонкое переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников (мощность прослоев от 2–3 до 15 мм), в отдельных случаях – с явным преобладанием песчаников (от 5–10 до 20–60 мм) над аргиллитами и алевролитами (1–2 мм). Прослои песчаников при этом имеют резкую подошву, тонкую градационную либо тонкую однонаправленную косую слоистость и волнистую кровлю. На подошве также наблюдаются слепки следов размыва серповидной формы и текстуры знаки танца (swing marks) – своеобразные слепки дуговидных цапапин и борозд, которые образовались в результате колебательных движений, совершаемых в турбулентном потоке объектами (например, водорослями), один конец которых закорен в илу (см. рис. 24, ж) (Гражданкин, 2003). Знаки танца имеют форму широкой дуги либо состоят из двух противоположно направленных дуг. Песчанистая разновидность фации прослеживается в виде относительно выдержанных пачек мощностью до 50 м в составе вилухинской и синекаменной подсвит чернокаменной свиты.

Интерпретация. Тонкослоистые аргиллиты и алевролиты представляют собой продукт последовательной сортировки донного осадка волнами и осаждения в спокойных условиях (Swift et al., 1991). На относительно спокойный гидродинамический режим также указывают особенности косой

слоистости в слоях песчаников, которые характерны для отложений низкоплотностных потоков или затухающей фазы высокоплотностных в условиях ограниченного поступления материала. В случае, когда выпадение песка не компенсировалось поступлением нового материала, плотность взвеси постепенно уменьшалась. Если при этом происходила миграция знаков ряби, дефицит материала не позволял ряби «взбираться» по наветренному склону предыдущей ряби, в результате многоэтажная косая слоистость не образовывалась, а происходило размывание рифелей предыдущей ряби. Редкие маломощные пласты песчаников с косоволнистой слоистостью и слепки промоин можно отнести к штормовым осадкам. Текстуры «знаки танца», которые, скорее всего, образовались в результате колебательных движений закоренных в иле водорослей, позволяют предполагать, что обстановки локализовались в пределах фотической зоны. Обстановки формирования фации тонкослоистых алевролитов и аргиллитов в целом интерпретируются как подводные илистые равнины.

3.2. ФАЦИЯ ПЕРЕСЛАИВАЮЩИХСЯ АЛЕВРОЛИТОВ И ПЕСЧАНИКОВ

Описание. Фация целиком слагает шурышскую подсвиту чернокаменской свиты. Во всех разрезах фация сложена ритмично переслаивающимися тонкослоистыми алевролитами (от 2–20 см до 0.7 м) и песчаниками (от 1–5 до 20 см) (см. рис. 16, а, 17). Среди характерных особенностей фации – крайне низкое разнообразие литотипов песчаников и практически полное доминирование мелкозернистых песчаников с косоволнистой слоистостью. Внутренняя текстура маломощных (1–5 см) прослоев косоволнистая, у более мощных (до 20 см) пластов слоистость приподошвенной части тонкая волнистая, переходящая в кровле в косоволнистую. Слоистость подчеркнута аргиллитовыми прослойками мощностью от долей миллиметра (примазки на плоскостях наложения) до первых десятков миллиметров. В ряде случаев прослой песчаников состоят из нескольких ундулирующих серий слоев, каждая из которых образует пологие бугры, срезающие в различных направлениях слоистость в подстилающих сериях слоев (бугорчатая слоистость). Нижние поверхности напластования ровные или «чешуйчатые», нередко со следами нагрузки и размыва, кровля прослоев волнистая со знаками ряби (см. рис. 16, б). Окраска песчаников светло-серая с зеленоватым оттенком, поверхности напластования коричнево-серые с пятнами фиолетово-серой и светло-коричневой окраски. Строение и состав фации в вертикальном направлении подвержены изменениям, которые выражаются в постепенном уменьшении мощности и количества прослоев косоволнисто-слоистых песчаников и появлении олигостромов.

Интерпретация. Свойственные породам особенности косой слоистости характерны для отложений низкоплотностных или затухающей фазы высокоплотностных потоков в условиях ограниченного поступления обломочного материала. Течения периодически поставляли песчано-алевритоглинистый материал, который затем подвергался волновой сортировке. Происхождение волнистой поверхности напластования бугорчато-слоистых песчаников также объясняется существенной ролью волновой активности в условиях взаимодействия с мутьевыми потоками (Harms et al., 1982;

Dott, Bourgeois, 1982; Allen, 1985). Широко распространенная на подошве песчаников чешуйчатая текстура может быть результатом воздействия на илистое дно мелких завихрений, которые возникали при резком торможении песчаной взвеси и нарушениях структуры течения (Allen, 1982). Тектурные особенности литотипов, а также общий тонкоритмичный, флишеподобный облик фации позволяют предположить, что отложения образовались при замедлении потоков на периферии крупных течений и в результате последовательной сортировки донного осадка течениями и волнами. Обстановки формирования реконструируются как внешний шлейф подводных конусов волнового и штормового разноса осадка.

3.3. ФАЦИЯ ПЕРЕСЛАИВАЮЩИХСЯ ПЕСЧАНИКОВ

Описание. Фация прослеживается в виде мощных пачек в вилухинской подсвете (см. рис. 10, в), а также целиком слагает черемуховскую подсвету чернокаменной свиты на севере Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория (см. рис. 18). Эта фация представляет собой сложное чередование пачек песчаников (3–15 м) и примерно равных им по мощности пачек тонкослоистых алевроаргиллитов (2–11 м) (см. рис. 9, 10, в). Песчаники с косо-волнистой слоистостью для фации нехарактерны.

Песчаники от мелко- до крупнозернистых демонстрируют широкий спектр слоистых текстур от тонкой горизонтальной, грубой ровной и волнистой до крупной пологой мульдообразной косой, градационной и флазерной, а также слепки каналов и промоин. Наиболее характерным литотипом являются мелко- и среднезернистые песчаники без видимой слоистости либо с грубой горизонтальной слоистостью, слагающие линзовидные прослои и пласты мощностью от 0.1–0.9 м до 1.7 м. Подошва пластов гладкая, эрозионная, иногда с разнообразными слепками следов размыва струями течений, мелкой струйчатостью и текстурами нагрузки. В приподошвенной части нередко наблюдаются градационная слоистость и скопления крупноразмерной плоской аргиллитовой гальки. Поверхности напластования также содержат скопления мелкой гальки аргиллитов. Кроме того, в нижней части пластов иногда проявлена крупная пологая косая слоистость, постепенно исчезающая по простирацию. Наклон косых слойков совпадает с направлением простираания следов размыва на подошве.

Другая отличительная особенность фации – крупнозернистые песчаники с флазерной слоистостью, слагающие прослои и пласты мощностью 0.2–0.6 м. Слоистость образована ритмичным чередованием волнистых слойков (мощностью от нескольких до 20–30 мм) крупнозернистых песчаников и тонких (2–3 мм) линзовидных пропластков аргиллитов. Иногда в песчаниках наблюдается закономерное увеличение мощности и протяженности линзовидных пропластков аргиллитов (снизу вверх), при этом волнистые слойки песчаников становятся прерывистыми и распадаются на отдельные линзы (линзовидная слоистость). Внутри волнистых слойков песчаников местами присутствует градационная слоистость.

Для фации также характерны слепки промоин – тела вытянутой формы с эрозионной подошвой, выполненные мелкозернистыми тонкослоистыми песчаниками и образовавшиеся в результате заполнения песчаным

материалом широких промоин на илистом дне. Борта промоин пологие либо крутые и нависающие. Сlepки достигают мощности 0,3–0,4 м и могут иметь ширину до 1 м. Верхняя граница слепков промоин в большинстве случаев слегка выпуклая, что является результатом постседиментационного уплотнения осадка. В отличие от промоин, слепки каналов представляют собой более крупные линзовидные пласты и пачки с выпуклой эрозионной подошвой и ровной кровлей мощностью от 0,4–1,2 до 2–3 м при ширине 1–3 м, сложенные мелкозернистыми песчаниками.

Литологический состав фации в пределах вилухинской подсвиты чернокаменной свиты демонстрирует ярко выраженную изменчивость. Так, на северо-западе Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория (р. Усьва) для фации характерны крупнозернистые разности песчаников, слепки каналов и линзовидные прослойки плоскогалечных конгломератов, состоящие из окатанных обломков аргиллитов, погруженных в крупнозернистый матрикс (см. рис. 9), тогда как на юго-востоке (реки Сылвица, Серебряная и Межевая Утка) в составе фации не встречены крупнозернистые песчаники и конгломераты (см. рис. 14), а слепки каналов уступают место слепкам промоин.

Интерпретация. Резкая нижняя граница прослоев со следами размыва струями течений, чередование пластов с тонкой и грубой горизонтальной слоистостью, а также слепки каналов и мульдообразная косая слоистость указывают на формирование отложений под воздействием эрозионных мутьевых потоков. Сlepки каналов и пласты с грубой горизонтальной слоистостью приурочены к зонам с наиболее высокой эрозионной активностью. Редкие песчаники с крупной мульдообразной косой слоистостью позволяют предполагать, что иногда седиментация проходила в условиях мигрировавших подводных песчаных дюн. Сlepки промоин формировались в зоне ускорения и частичной разгрузки сильных мутьевых струй (Гражданкин, 2003). В пределах обнажения слепки промоин имеют одинаковое залегание, меандрируя вдоль одного направления. По всей вероятности, обстановки формирования слепков располагались в зоне прохождения сильных мутьевых струй, которые здесь ускорялись и оставляли промоины на поверхности дна. Промоины немедленно заполнялись осадком из потока взвеси. Частичная разгрузка мутьевого потока при заполнении промоины приводила к уменьшению плотности взвеси, в результате чего поток приобретал дополнительную «плавучесть», происходил его отрыв от дна, а оставшая часть взвеси уносилась в более дистальные обстановки. Песчаники с флазерной слоистостью, образующие маломощные пачки, скорее всего, характеризуют условия затухающих потоков (Bhattacharya, 1997; Martin, 2000). Обстановки формирования фации переслаивающихся песчаников в целом реконструируются как высокоэнергетическое песчаное мелководье в области полной либо частичной разгрузки мутьевых струй.

3.4. ФАЦИЯ ВОЛНИСТО-СЛОИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ

Описание. На севере Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория фация прослеживается в виде мощной пачки в основании вилухинской подсвиты чернокаменной свиты, а на юге слагает основную часть синекамен-

ской подсвиты (без нижней мощной толщи тонкослоистых алевролитов) и значительную часть коноваловской подсвиты чернокаменной свиты. В наиболее типичном своем проявлении (синикаменная подсвита) фация представляет собой чередование пачек волнисто-слоистых песчаников (3–11 м) и тонкослоистых алевролитов (от 3–6 до 8 м), связанных постепенными переходами (см. рис. 20).

Диагностическим признаком фации являются светло-серые с зеленоватым оттенком мелкозернистые песчаники с волнистой и линзовидной слоистостью. Волнистые прослои песчаников (2–7 см) могут быть разделены примерно равными им по мощности (до 7 см) прослоями алевролитов и тонкими пропластками аргиллитов, но в целом песчаники резко преобладают над алевроаргиллитами. Волнисто-слоистые песчаники в пачках могут переслаиваться с мелкозернистыми градационно-слоистыми песчаниками или разностями с тонкой горизонтальной слоистостью (5–50 см). Тонкая горизонтальная слоистость обусловлена чередованием миллиметровых слоев песчаников, различающихся размером обломочного материала. На подошве прослоев присутствуют разнообразные слепки царепин, следов размыва струями течений, следов удара и волочения объектов по дну, простирающиеся вдоль одного направления, а также текстуры нагрузки и редкие скопления мелкой плоской аргиллитовой гальки. Наряду с эрозионными текстурами, в фации широко распространена шагреневая текстура подошвы, которая интерпретируется как отпечаток микробиального субстрата (см. главу 4). Волнисто-слоистые песчаники также могут вмещать разнообразные слепки каналов и промоин. В зависимости от характера слоистости различаются два типа заполнений каналов. К первому относятся каналы, выполненные песчаниками с тонкой либо грубой горизонтальной слоистостью (см. рис. 21, в), ко второму – каналы, заполненные волнисто-слоистыми песчаниками (см. рис. 21, а, б). Наконец, для фации характерны разнообразные подводно-оползневые деформации в виде асимметричных складок, рулето- и шаровидных форм (см. рис. 21, г, 23, з).

Строение и состав фации волнисто-слоистых песчаников в горизонтальном направлении подвержены изменениям: в урочище Ялунино фация приобретает черты, сближающие ее с фацией переслаивающихся песчаников, т. е. имеет характер грубого чередования пачек песчаников с волнистой и бугорчатой слоистостью с плоской аргиллитовой галькой на плоскостях напластования и пачек тонкослоистых алевролитов (см. рис. 22, 23). В вилухинской подсвите чернокаменной свиты в составе фации, наряду с волнисто-слоистыми песчаниками, принимают участие крупнозернистые разности без видимой слоистости либо с грубой горизонтальной и бугорчатой, местами с однонаправленной косой слоистостью со знаками ряби на кровле, также, скорее, характерные для фации переслаивающихся песчаников (см. рис. 9, разрез 0303). Наконец, в коноваловской подсвите чернокаменной свиты в составе фации, наоборот, широко распространено тонкое переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, свойственное фации тонкослоистых алевролитов и аргиллитов (см. рис. 25). Таким образом, строение фации волнисто-слоистых песчаников позволяет рассматривать ее как переходную между фацией тонкослоистых алевролитов и аргиллитов и фацией переслаивающихся песчаников.

Интерпретация. Волнистая слоистость песчаников, определяющая облик фации, указывает на многократный переувал осадка волнами и течениями. В процессе переувала происходили каннибализация и переотложение ранее сформировавшегося осадочного покрова, при этом песчаники зафиксировали только самый последний этап волновой переработки либо последовательность волновых событий, энергия которых постепенно уменьшалась. В тех случаях, когда переувал и переотложение затронули не весь осадок, в толще сохраняются отдельные прослои и пласты песчаников со следами размыва, тонкой горизонтальной и градационной слоистостью, свидетельствующие о том, что песчаный материал поступал в обстановки осадконакопления в результате разгрузки мутьевых струй, которые различались концентрацией взвеси, скоростью, эрозионной способностью и инерционной силой потока. Закономерное чередование литотипов в разрезах синекламмальной подсветы позволяет реконструировать обстановки и выделять на морском мелководье пять зон, периодическая миграция которых обусловила циклический характер осадконакопления. Зона подводных песков отличается наиболее высокой гидродинамикой среды. Отложения зоны представлены песчаниками с грубой волнистой и бугорчатой слоистостью, на поверхностях напластования которых широко распространены плоская аргиллитовая галька, текстуры нагрузки и деформации и слепки следов размыва струями течений. Сингенетические деформации выявляют незначительный уклон дна, что характерно для обстановок с быстрым намыванием песка. Локальное ускорение потоков в мелководной зоне подводных песков приводило к образованию каналов (зона подводных каналов). Каналы были промыты относительно сильными струями, о чем говорят большая глубина вреза и наличие песчаников с грубой горизонтальной слоистостью, выполняющих самую глубокую часть каналов. Наличие нескольких фарватеров и признаки многократного врезания свидетельствуют о ветвлении и периодической перестройке каналов. Каналы, заполненные волнисто-слоистыми песчаниками, образовались в результате переувала волнами после полного прекращения действия потоков (зона переувала каналов волнами). На периферии зоны подводных каналов формировалась зона разгрузки каналов, где теряющие силу мутьевые потоки отлагали линзовидные пласты песчаников с тонкой горизонтальной слоистостью и текстурами подводно-оползневых деформаций.

3.5. ФАЦИЯ ПЕСЧАНИКОВ С МНОГОЭТАЖНОЙ КОСОЙ СЛОИСТОСТЬЮ

Описание. Фация представляет собой закономерное ритмичное чередование пачек песчаников с многоэтажной косой слоистостью и интервалов тонко переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов при участии пластов аргиллитов (см. рис. 27, 30). Характерная особенность фации – пестрая (зеленовато-серая с бурым оттенком, голубовато-серая, красно-коричневая, местами вишнево-серая и темно-серая) окраска отложений, которые целиком слагают крутихинскую подсвету чернокаменной свиты.

Облик фации определяют зеленовато-серые среднезернистые песчаники, выполняющие мелкие (до 3.2 м) широкие русла. В основании русел за-

легают песчаники с грубой горизонтальной и волнистой слоистостью, в средней части русла заполнены песчаниками с многоэтажной однонаправленной косой слоистостью с прямыми границами серийных швов, а в верхней части преобладают песчаники с волнистыми границами продольных сечений косых серий (см. рис. 29). Мощность косых серий от 1–3 до 7 см. Русловые отложения в большом количестве содержат скопления плоской аргиллитовой гальки в приподошвенной части и на поверхностях напластования в косых сериях. Еще одна отличительная особенность фации – разнообразные симметричные знаки ряби, редкие глиптоморфозы по кристаллам соли и слепки трещин высыхания (см. рис. 30).

В основании крутихинской подсвиты, на границе с фацией волнисто-слоистых песчаников, в составе рассматриваемой фации широко распространены пакеты (до 13 м) мелко-среднезернистых песчаников с тонкой и грубой горизонтальной, волнистой, однонаправленной косой и флазерной слоистостью, слепками каналов и скоплениями плоской аргиллитовой гальки, характерных для фации переслаивающихся песчаников (см. рис. 25). Следовательно, фация песчаников с многоэтажной косой слоистостью связана постепенными переходами с фацией волнисто-слоистых песчаников через фацию переслаивающихся песчаников.

Интерпретация. Косослоистые песчаники образовались в результате разгрузки мутьевых струй в системе рукавовидных русел. Судя по морфологии косых серий, заполнение русел происходило в процессе миграции ряби в условиях долговременных однонаправленных потоков. Образование грубой горизонтальной слоистости в песчаниках, выполняющих самую глубокую часть русел, связано с разгрузкой песка в условиях относительно высоких скоростей. О крайней мелководности обстановок свидетельствуют знаки волновой ряби, слепки трещин высыхания и признаки неустойчивой и переменной солености воды (глиптоморфозы по кристаллам соли). Разнообразие знаков ряби обусловлено переменным гидродинамическим режимом. Присутствие глиняной гальки в русловых песчаниках можно объяснить размывом отложений междоустьевых илистых равнин. Таким образом, фация песчаников с многоэтажной косой слоистостью сформировалась в обстановках относительно мелководной плоской равнины, где происходило слияние речных вод и взморья через многочисленные рукава дельтовой распределительной системы. Эти обстановки интерпретируются как дистальная зона дельтовой равнины.

3.6. ФАЦИЯ ПЕСЧАНИКОВ С МУЛЬДООБРАЗНОЙ КОСОЙ СЛОИСТОСТЬЮ

Описание. Фация песчаников с мутьдообразной косой слоистостью, представляющая кобылоостровскую подсвиту чернокаменной свиты и усть-сылвицкую свиту в типичном выражении, сложена переслаивающимися аргиллитами, алевролитами и песчаниками (см. рис. 32, 33).

Отличительный признак фации – пласты средне- и крупнозернистых песчаников с мутьдообразной косой, грубой горизонтальной, пологой косой, тонкой горизонтальной слоистостью, которые выполняют крупные русла мощностью 5.1–5.2 м и шириной несколько десятков метров. В отли-

чие от каналов и мелких русел, крупные русла сложены косыми сериями с мультислойными границами в поперечном сечении и волнистыми серийными швами в продольном сечении, причем наклон косоугольной слоистости демонстрирует широкий диапазон направлений. Другая примечательная особенность фации – сравнительно крупный размер косых серий, мощность которых составляет от 15–30 до 40 см, и высокое содержание крупной и мелкой плоской аргиллитовой гальки как вдоль серийных швов, так и на плоскостях напластования косых серий. Местами скопления окатанных плоских обломков аргиллитов образуют пласты конгломератов мощностью 15–60 см. Обломки цементированы крупнозернистым песчановым материалом, объем которого в большинстве случаев превышает объем обломков (обломки не соприкасаются между собой). Размер обломков до 10 см.

Интерпретация. Песчаники с мелкими мультислойными косыми сериями в составе русловых отложений образовались в результате миграции подводных дюн, песчаники с грубой горизонтальной слоистостью формировались в условиях высоких скоростей, а песчаники с крупными мультислойными косыми сериями характеризуют отложения поперечных русловых баров. Песчаники без видимой слоистости и плоскогалечные конгломераты можно интерпретировать как отложения паводков. На границах косослоистых пакетов присутствуют знаки симметричной ряби с размытыми рифелями (*spill-over ripples*), что свидетельствует об эпизодических перерывах в поступлении осадка и полном прекращении потока. Размытые рифели предполагают волновой характер затухания осцилляции и указывают на открытые мелководные обстановки. Фация характеризует проксимальную зону протяженной пологой дельтовой равнины, периодически затопляемой морем. Сравнительно крупный размер косых серий и широкий диапазон направлений наклона косоугольной слоистости свидетельствуют о существенной роли процессов латеральной аккреции песчаных отложений как в процессе миграции подводных дюн, так и в результате смещения русел. Смещение происходило за счет образования подводных краевых баров, которые затем увеличивались в размерах и формировали песчаные отмели.

3.7. ФАЦИЯ ДИАМИКТИТОВ

Описание. Фация прослеживается в южной части Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория, от бассейнов рек Серебряной и Сылвицы на юге до р. Кусья на севере, в виде толщи невыдержанной мощности в основании старопечниной свиты. В северном направлении фация выклинивается (Аблизин и др., 1982). В составе фации, наряду с собственно диамиктитами, участвуют пласты песчаников с грубой волнистой и горизонтальной слоистостью и эрозионной подошвой (см. рис. 2). Обломочный материал диамиктитов в целом распределен относительно равномерно (сортировка и стратификация обломков отсутствует), однако встречаются линзовидные прослои гравелитов с текстурами нагрузки на подошве. Слоистость в алевролитовом матрикс диамиктитов подчеркнута волнистыми слоями песчаников мощностью от нескольких до 10 мм с тонкой горизонтальной и косоугольной слоистостью, причем в редких случаях наблюдается деформация (прогибание и разрыв) слоев песчаников под крупными обломками.

Фация диамиктитов связана постепенными переходами с фацией тонкослоистых алевролитов и аргиллитов. На участке фациального замещения проявляется ярко выраженная сортировка и стратификация обломочного материала: пачка диамиктитов распадается на пласты с различным содержанием обломков, затем расщепляется на чередующиеся пласты диамиктитов и тонкослоистых алевролитов, при этом постепенно роль диамиктитов сокращается, а толща принимает облик тонкослоистых алевролитов с мало мощными (от 2–7 до 14 см) линзовидными прослоями диамиктитов.

Интерпретация. Алевролитовый состав и тонкая горизонтальная слоистость отложений указывают на относительно спокойный гидродинамический режим. Многочисленные и разнообразные обломки без признаков сортировки и стратификации в тонкослоистом алевролитовом матриксе, по всей вероятности, указывают на существенную роль дрейфующего льда в разnose материала. Во-первых, среди них преобладают фрагменты пород подстилающей серебрянской серии, а обломки экзотического состава встречаются редко. Во-вторых, окатанная и полуокатанная форма обломков позволяет предполагать, что галька, гравий и редкие валуны имеют речное или морское происхождение и что окатанные обломки, скорее всего, вмерзали в прибрежный ледовый припай на мелководье, а затем разносились плавучим льдом. При падении на дно крупных обломков происходили деформация и разрыв тонкой слоистости алевролитового осадка. Песчаники с эрозионной подошвой и грубой горизонтальной и волнистой слоистостью образовались в результате эпизодического проникновения мутьевых струй. Крупные окатанные обломки в песчаниках, вероятно, были вымыты из вмещающих отложений мутьевыми струями при осаднении песка либо выпали из льдин после образования песчаного покрова. Линзовидные скопления гравийного материала, скорее всего, являются результатом сортировки материала волнами и течениями. Обстановки осадконакопления фации диамиктитов интерпретируются как подводная равнина с гляциальным характером седиментации.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ И ФОРМАЦИОННАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ

Фашии сылвицкой серии демонстрируют исключительно широкое разнообразие мелководных обстановок осадконакопления. Грубозернистые отложения, которые бы указывали на высокоэнергетические прибойные обстановки береговой зоны, и отложения относительно глубоководных обстановок в составе сылвицкой серии авторами не обнаружены. Фашия тонкослоистых алевролитов и аргиллитов отвечает наиболее дистальным участкам мелководного шельфа – обстановкам подводных илистых равнин, но даже здесь в редких и маломощных прослоях песчаников, которые иногда встречаются среди преимущественно глинистых отложений, сохраняются знаки танца, оставленные водорослями – индикаторами глубины проникновения солнечного света, а в аргиллитах широко распространены органостенные макроостатки, вероятно, водорослей. По мнению авторов, перечисленные признаки свидетельствуют об относительной мелководности дистальных обстановок (положение на шельфе в пределах фотической зоны) на протяжении всей истории существования палеобассейна. На начальных этапах формирования сылвицкой серии осадконакопление в подводных равнинах носило гляциальный характер. В дальнейшем влияние ледового разноса не проявлялось.

Среди осадочных текстур в песчаниках сылвицкой серии особый интерес представляет бугорчатая слоистость, которая в одних случаях связана постепенными переходами с грубой ровной и волнистой слоистостью, в других – демонстрирует генетическую связь с линзовидно-волнистой слоистостью. Бугорчатая слоистость, происхождение которой обычно связывают с деятельностью штормовых волн, многими исследователями рассматривается как диагностический признак обстановок внутреннего шельфа, существующих за пределами глубины проникновения обычных волн, так как в этой зоне штормовые отложения в меньшей степени подвержены переработке волновыми процессами и с большей вероятностью могут сохраниться в геологической летописи (Dott, Bourgeois, 1982; Duke et al., 1991; Dumas, Arnott, 2006). Однако описанные в литературе случаи нахождения бугорчатой слоистости в сравнительно мелководных (глубиной менее 2 м) обстановках, как древних, так и современных, снижают надежность использования этой текстуры при палеобатиметрических реконструкциях (Eyles, Clark, 1986; Greenwood, Sherman, 1986). При более детальном изучении было установлено, что для образования бугорчатой слоистости недостаточно одного осциллирующего потока, необходимо взаимодействие волн и однонаправленного течения (Kreisa, 1981; Harms et al., 1982; Walker et al., 1983; Swift et al., 1983; Allen, 1985; Nottvedt, Kreisa, 1987). Бугорчатая слоистость в песчаниках сылвицкой серии, таким образом, может отра-

жать различные аспекты гидродинамики. В одних случаях эта текстура напоминает разновидность пологой мульдообразной косо́й слоистости, условия образования которой предполагают однонаправленный поток (Allen, Underhill, 1989), в других – может быть интерпретирована как слоистость антидюн, и тогда существенную роль в ее формировании играли стоячие волны (Prave, Duke, 1990). В большинстве же случаев мелкая бугорчатая слоистость является разновидностью косоволнистой и волнистой и свидетельствует о волновой переработке осадка.

Все песчаники сыльвицкой серии представляют собой, по-видимому, отложения мутьевых струй. Наиболее распространенными способами переноса обломочного материала на мелководье считаются волновые колебания, геострофические течения и гравитационные процессы, каждый из которых в различной степени связан со штормами (Mugow, Southard, 1996; Mugow et al., 2002). Однако в случае с сыльвицкой серией есть все основания предполагать, что песчаники образовались при участии мутьевых струй флювиального происхождения. В пределах каждого отдельно взятого крупного обнажения сыльвицкой серии, в котором представлен относительно мощный интервал разреза с моноклинальным залеганием слоев (например скала Синий Камень), слепки каналов, промоин и текстуры размыва струями течений имеют одинаковое простирание. По всей видимости, обломочный материал поступал в палеобассейн посредством однонаправленных потоков. Принимая во внимание, что в строении осадочной системы сыльвицкой серии участвуют дельтовые отложения, можно предположить, что ведущим механизмом переноса обломочного материала могли быть так называемые сверхтяжелые мутьевые струи. Сверхтяжелые струи образуются во время наводнений и паводков и при впадении в море сохраняют активность в течение нескольких десятков часов под действием инерции (Normark, Piper, 1991; Milliman, Syvitski, 1992; Mulder, Syvitski, 1995; Mulder et al., 1998, 2003; Nakajima, 2006). Концентрация взвеси в подобных мутьевых потоках может быть настолько высокой, что плотность их оказывается выше, чем у морской воды. Моделирование мутьевых потоков и наблюдения над процессами, происходящими в устьях рек во время наводнений и паводков либо при резком таянии снегов и ледников, показывают, что инерционные струи способны эродировать дно бассейна, а при их разгрузке формируется комплекс отложений турбидитного облика (Mulder et al., 1998; Kneller, Buckee, 2000; Parsons et al., 2001).

Чернокаменскую свиту можно рассматривать как результат функционирования крупной подводной донно-флювиальной дельтовой системы с широким продельтовым фронтом, переходящим в илстые равнины. Наиболее проксимальные обстановки осадочной системы представлены подводной дельтовой равниной, так как именно здесь отлагались крупнозернистые отложения с признаками периодического осушения. В проксимальных обстановках, наряду с песчаниками с многоэтажной и мульдообразной косо́й слоистостью, которые образовались в процессе миграции ряби и подводных дюн, широко распространены пласты плоскогалечных конгломератов с крупнозернистым песчаниковым матриксом без видимой слоистости, чередующиеся с пластами среднезернистых песчаников с грубой горизонтальной и волнистой слоистостью, которые представляют собой, не-

сомненно, отложения мутьевых струй. Парагенез конгломератов и среднезернистых песчаников, по всей вероятности, обусловлен тем, что сверхтяжелые инерционные мутьевые струи на момент разгрузки были стратифицированы по плотности на два слоя: высокоплотностной средне- и крупнозернистый с обломками аргиллитов – нижний и более разжиженный относительно мелкозернистый – верхний (Coussot, Meunier, 1996; Sohn et al., 1999; Tinterri et al., 2003; Mutti et al., 2009). Плоскогалечные конгломераты, таким образом, можно рассматривать как отложения нижнего слоя стратифицированных струй. После частичной разгрузки нижнего слоя сверхтяжелые мутьевые струи приобретали дополнительную плавучесть и проникали в более дистальные обстановки. Судя по всему, наиболее сильные стратифицированные мутьевые струи достигали проксимальных частей продельты, где в результате взаимодействия с волнами происходило формирование пластов песчаников с грубой волнистой и бугорчатой слоистостью и плоской аргиллитовой галькой на поверхностях напластования (как, например, в обн. 0827).

На периферии дельтовой равнины, где инерционные мутьевые струи взаимодействовали с морским волнением, формировался широкий продельтовый фронт. В современных продельтовых обстановках в результате смещения с морскими водами, вследствие разности плотностей, происходит расширение сверхтяжелых мутьевых струй (McLeod et al., 1999). Менее плотная верхняя часть мутьевых струй отрывается и всплывает, тогда как нижний слой, насыщенный обломочным материалом, продолжает существовать в виде инерционного потока, концентрация взвеси в котором увеличивается за счет эрозии (Wright, 1977; Sparks et al., 1993). Можно предполагать, что поступление обломочного материала в продельтовые обстановки палеобассейна, в котором формировалась сылвицкая серия, также осуществлялось посредством как сверхтяжелых мутьевых потоков, так и плавучих струй.

Продельтовые отложения в составе сылвицкой серии демонстрируют выраженную цикличность строения. Пачки песчаников, залегающие в основании циклитов, сформировались в результате проникновения в обстановки сверхтяжелых мутьевых струй. Текстуры песчаников свидетельствуют о том, что осадок переносился по дну, в том числе по системе каналов, а также выпадал из взвеси при частичной разгрузке проходящих мутьевых струй. О том, что их частичная разгрузка также играла существенную роль в процессе осадконакопления, свидетельствуют изолированные слепки промойки. В дальнейшем происходили переувлажнение и сортировка осадка волнами в условиях слабого волнения и течений. Пачки тонкослоистых алевролитов, венчающие продельтовые циклиты, образовались в результате последовательной сортировки тонкозернистого осадка волнами, при этом осадок в основном поступал из взвеси, по всей вероятности, из плавучих струй.

В предложенную модель донно-флювиальной дельтовой системы с широким продельтовым фронтом не вполне вписывается фация переслаивающихся песчаников и алевролитов юго-восточной части Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория (шурьшская подсвета чернокаменной свиты). Общий тонкоритмичный флишеподобный облик фации в сочетании с признаками переработки осадка волнами и бугорчатой слоистостью

свидетельствуют, скорее, в пользу ведущей роли волновых процессов в распределении обломочного материала, а большое количество оползневых деформаций наводит на мысль о том, что накопление осадков происходило в условиях достаточно выраженного уклона дна. Нормальная градационная слоистость и особенности строения кривой слоистости, в том числе сохранившиеся в ее основании эрозионные «останцы» более ранних серий косых слоев, характерны для отложений затухающих мутьевых потоков с низкой концентрацией взвеси. На верхней поверхности напластования песчаников широко распространены знаки ряби, гребни которых имеют изогнутую, синусоидную, лингвоидную (язычковую) и серповидную формы, но при этом сохраняют непрерывность, что является индикатором относительно слабых течений (Allen, 1977; Rubin, 1987). На основании перечисленных признаков можно предположить, что в целом формирование фации переслаивающихся песчаников и алевролитов происходило в условиях заметно ослабленного влияния флювиальных процессов и усиленной роли волновых течений и штормов. Эту фацию, таким образом, можно рассматривать как комплекс темпеститов (Mugow, 1992; Mugow, Southard, 1996; Mugow et al., 2002; Lamb et al., 2008).

Для правильного понимания обстановок осадконакопления сыльвицкой серии необходимо, помимо изложенного выше, знать еще одну особенность седиментогенеза в протерозое – насыщенность осадка микроорганизмами и продуктами их жизнедеятельности в виде внеклеточных полимерных веществ (Заварзин, 2004). Благодаря присутствию экзополимеров осадок приобретает способность противостоять движению воды, вызванному течениями или ветром (Krumbein et al., 1994). Этот процесс получил название биостабилизации осадка. Признаки биостабилизации алюмосиликокластических осадков в ископаемой летописи сохраняются в виде своеобразных осадочных текстур (Gerdes et al., 2000; Noffke et al., 2001, 2003; Петров, 2002; Schieber et al., 2007), при этом необходимым условием их сохранности является низкая степень биотурбации осадка (Seilacher, Pflüger, 1994; Vottjer et al., 2000). Такое тафономическое окно существовало на протяжении всего докембрия, благодаря чему текстуры микробиального происхождения являются наиболее характерной особенностью протерозойских мелководных алюмосиликокластических отложений.

В сыльвицкой серии широко распространена шагреневая текстура, приуроченная к подошве прослоев волнисто-слоистых песчаников. Шагреневая текстура образована незакономерным пересечением морщинок, которые сохраняются в виде тонких бороздок на нижней поверхности напластования. По общему характеру рисунка шагреневую текстуру сравнивают с отпечатком, который могла бы оставить поверхность бактериально-водорослевого мата (Gehling, 1991, 1999, 2000; Gerdes et al., 2000). В частности, мелкие ямки, образованные в местах пересечения тонких морщинок шагреневой текстуры, обычно интерпретируются как отпечатки мелких плотных пучков, конических сосочков и бугорков, наблюдаемых на поверхности современных матов. Следует отметить, что подобные сосочки (так называемая «акуля кожа») образуются на поверхности обводненного мата после того, как тот подвергся высыханию. При пересыхании верхние слои мата сильно ослизняются, образуя подобие плотной эластичной кожи, а после

обводнения нитевидные цианобактерии под действием света сплетаются в жгуты, пробуравливают слизистую «кожу» и выходят на поверхность в виде пучков и сосочков, формируя новый слой мата (Герасименко, Заварзин, 1993). При благоприятных условиях поверхность мата гладкая. Таким образом, если шагреневая текстура является отпечатком поверхности микробияльного мата, она отражает условия, скорее неблагоприятные для обитания образующих мат микроорганизмов. Неблагоприятными могут быть периоды кратковременного осушения и последующего обводнения микробияльного субстрата (что не находит подтверждения в осадочной летописи) либо засыпание микробияльного мата осадком; в последнем случае формирование шагреневой текстуры могло происходить под слоем осадка в результате роста нитей к поверхности раздела осадок/вода. Не исключена вероятность того, что шагреневая текстура отражает какой-то иной, нежели описанные выше, виды биологической активности микроорганизмов, образующих мат.

В сыльвицкой серии шагреневая текстура демонстрирует узкую приуроченность к фации волнисто-слоистых песчаников, а точнее – к песчаникам с волнистой и линзовидной слоистостью, характеризующим зону слабого волнения и течений продельтового фронта. Песчанику с шагреневой подошвой встречены в нижней части вилухинской подсветы в разрезе по р. Усьве, широко распространены в синемакской подсвете, а также в верхней части коноваловской подсветы. Во всех перечисленных случаях на подошве песчаников с шагреневой текстурой в большом количестве сохранились отпечатки и слепки мягкотелых организмов, захороненных в прижизненном положении. Если шагреневая текстура представляет собой отпечаток микробияльного субстрата с захороненными *in situ* сообществами мягкотелых организмов, то это необходимо принимать во внимание при интерпретации условий осадконакопления в продельтовой зоне. В современных мелководных морских обстановках на формирование связанного однородного микробияльного мата на поверхности субстрата требуется несколько недель при условии полного прекращения осадконакопления (Fenchel, 1998; Fenchel, Kühl, 2000; Gerdes, 2007). Поэтому широкое распространение шагреневой текстуры в фации волнисто-слоистых песчаников может означать, что периоды потоковой и волновой активности в обстановках продельты чередовались с относительно продолжительными интервалами слабого волнения и течений.

Особый интерес представляет последовательность палеопочв, установленная авторами по макроскопическим признакам в полевых условиях в верхней части крутихинской подсветы в обнажении у Заячьих островов (р. Усьва; обн. 0317). Основными макроскопическими диагностическими признаками палеопочв в крутихинской подсвете являются структурные характеристики: стратификация на почвенные горизонты, плитчато-блоковая отдельность песчаников и алевролитов и присутствие псевдоморфоз по кристаллам. Другим важным диагностическим признаком палеопочв является характерная темная красновато-серая (7.5R4/2 по цветовой системе Манселла) окраска алевролитов с голубовато-серыми (5GY7/1 и 5B4/1) пятнами оглеения. Реликтовая слоистость, слепки трещин высыхания и наблюдаемый характер брекчирования в целом являются признаками сла-

боразвитых палеопочв (Retallack, 2001). Палеопочвы крутихинской подсвиты, таким образом, можно классифицировать либо как энтисоли (недифференцированные почвы на рыхлых наносах), либо инсептисоли (сборная группа слабообразованных почв, не имеющих четких диагностических признаков).

В полевых условиях выделено два типа палеопочв крутихинской подсвиты, которые условно получили названия «мултыкский» и «шишкинский» педотипы (по протекающим вблизи ручьям). Мултыкский педотип, приуроченный к верхней части пластов песчаника, лишен поверхностных органических и неорганических горизонтов (по всей вероятности, эти горизонты не сохранились) и представлен исключительно подпочвенным горизонтом С – выветрелым материнским материалом с блоковой отдельностью, характеризующим первые стадии почвообразования («почвы на песках»). В составе горизонта С, который проникает на глубину до 10 см, в свою очередь выделяются два подгоризонта, различающиеся степенью сохранности реликтовой структуры, которые можно рассматривать как зачатки будущих горизонтов. Шишкинский педотип, приуроченный к алевролитам, в осадочной летописи представлен поверхностным неорганическим горизонтом S (поверхность с отпечатками кристаллов соли) и подпочвенным горизонтом С темной красновато-серой окраски, в котором сверху вниз различаются подгоризонт с чешуйчато-плитчатой структурой (3 см), подгоризонт с комковато-глыбистой структурой (5 см) и массивный подгоризонт с пятнами голубовато-серой окраски. Выделенные нами в полевых условиях педотипы и горизонты характеризуют недифференцированный примитивный почвенный профиль, что, по всей вероятности, отражает относительную кратковременность периодов осушения.

При реконструкции условий осадконакопления чернокаменной свиты, М.Л. Ключина и Ф.А. Курбацкая (1970) акцентировали внимание на флишеподобном облике средней ее части, которая авторами выделяется в шурышскую подсвиту. Ритмичное переслаивание алевролитов и песчаников, слепки следов размыва и текстуры нагрузки на подошве, а также знаки ряби послужили основанием для сравнения средней части чернокаменной свиты с отложениями флишевых формаций и применения малосодержательного термина «флишеподобные отложения» для характеристики всей чернокаменной свиты. Вместе с тем отложения подобного типа, как показали исследования, характерны не для всей чернокаменной свиты, а только для шурышской подсвиты, которая распространена на юге Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория и не представлена в северной его части, а многочисленные оползневые деформации и мелкие тектонические нарушения в этой толще создают видимость большой мощности. Именно это, скорее всего, привело М.Л. Ключину и Ф.А. Курбацкую (1970) к предположению о том, что во время накопления чернокаменной свиты палеобассейн был глубоководным.

Сылвицкая серия, по авторским данным, не является разновидностью флишевой формации. Под флишевой формацией в ее типичном выражении обычно понимается парагенез турбидитов, других спазматических, подводно-коллювиальных и фоновых отложений, которые сформировались в глубоководных обстановках в условиях быстрого некомпенсирован-

ного прогибания области седиментации (Фролов, 1994). Несмотря на то что в разрезах сыльвицкой серии широко представлены отложения мутьевых потоков, одного этого признака недостаточно. Диагностическими признаками флиша являются: 1) присутствие илистого (завершающего) элемента турбидитов в подавляющем большинстве элементарных циклитов; 2) градационная слоистость и другие текстуры, указывающие на «мгновенность» седиментации; 3) «особая ритмичность», заключающаяся в преобладании мелких и правильных наиболее монотонных элементарных циклитов. Для сыльвицкой серии в целом градационная слоистость нехарактерна; песчаники в большинстве случаев демонстрируют резкую верхнюю границу и признаки многократной переработки осадка волнами. Аргиллиты и алевролиты крайне редко присутствуют в виде одноактного илистого элемента турбидитов. Чаще всего наблюдается их тонкое волнистое переслаивание, происхождение которого можно объяснить последовательной сортировкой донного осадка волнами. В составе сыльвицкой серии не обнаружено глубоководных отложений, а широкое распространение косоволнистой слоистости свидетельствует о слабом компенсированном прогибании области седиментации (интенсивность процессов поступления осадочного материала опережала скорость прогибания дна палеобассейна, но находилась в равновесии с темпами переработки осадка волнами). Во всей сыльвицкой серии только шурышская подсвета сформировалась в условиях некомпенсированного прогибания, и именно поэтому она имеет флишеподобный облик. Однако это лишь конвергентное сходство с флишем, обусловленное дефицитом обломочного материала.

М.Л. Ключина и Ф.А. Курбацкая (1970), а также Б.Д. Аблизин с соавторами (1982) верхнюю часть сыльвицкой серии (усть-сыльвицкую свиту в широком понимании включая черемуховскую, коноваловскую, крутихинскую и кобылоостровскую подсветы) относили к молассовой формации. Ю.Р. Беккер (1988) приводит критерии, согласно которым вся сыльвицкая серия должна быть отнесена к альпинотипным молассам, но такой вывод вызывает серьезные возражения. Так, в качестве одного из критериев рассматривается одновозрастность складчатых образований сыльвицкой серии западного склона Среднего Урала и нескладчатого ласьвинского комплекса Верхнекамской впадины. Однако в сыльвицкой серии не выявлено признаков синседиментационных складчатонадвиговых деформаций осадочных толщ, а наблюдаемая складчатость, скорее всего, не синорогенная, как это считает Ю.Р. Беккер (1988), а имеет позднепалеозойский возраст (Пучков, 2000; Белоконь и др., 2001). Собственно на это указывают отмеченная Ю.Р. Беккером (1968, стр. 141) специфика структурного плана вендских отложений Южного Урала (ашинская серия) и платформенного Башкортостана (бавлинская серия), а именно – почти не проявленные структуры краевого прогиба (мощности верхневендских отложений на востоке Русской платформы, в Предуральском прогибе и в западной мегазоне Урала достаточно близки между собой), а также унаследованность большей части вендских палеотектонических структур в эйфельское время (Лозин, 1994).

В качестве другого диагностического признака, на основании которого сделан вывод о принадлежности сыльвицкой серии к молассам, Ю.Р. Беккер (1988, с. 208) указывает «молассовую ассоциацию текстур», в том числе

«горизонтальную и косую слоистость, знаки ряби, гиероглифы, струйки стекания, трещины усыхания, капли дождя, следы оползания и глянцево-поверхности. Следует отметить, что молассовая формация в современном понимании – это парагенез пролювиальных, аллювиальных, озерных, эоловых и других континентальных отложений, которые сформировались в условиях быстрого компенсированного и перекомпенсированного прогибания области седиментации (Фролов, 1993а). Однако нами в составе сылвицкой серии перечисленные генетические типы отложений не выявлены; вся осадочная последовательность сылвицкой серии, как это отмечалось выше, сформировалась в условиях слабого компенсированного, а в шурышское время – некомпенсированного прогибания области седиментации.

Сылвицкая серия, по мнению Ю.Р. Беккера (1988), в основном представляет собой «нижнюю циклотемную парагенерацию» идеализированной альпинотипной молассы; исключением являются относительно мало-мощные диамиктиты в основании старопечнинской свиты, которые интерпретируются как слабо проявленная парагенерация базальных конгломератов, и усть-сылвицкая свита, которая рассматривается как парагенерация нагельфлю. В предложенной Ю.Р. Беккером (1988) схеме зональности альпинотипных моласс сылвицкая серия отвечает внешней (дистальной) зоне песчаноглинистой молассы, или шлиру. Шлир в свою очередь в настоящее время рассматривается как самостоятельный формационный тип (шлировая формация) (Фролов, 1993б). Под шлировой формацией понимается парагенез прибойных, подводно-аллювиальных (дельтовых), мелко-водно-флювиальных, волновых, лагунных и других прибрежно-морских отложений, которые накопились в условиях компенсированного либо некомпенсированного прогибания области седиментации (Фролов, 1993б; Мизенс, 1997).

Проведенный нами фациально-генетический анализ сылвицкой серии показал, что в целом отложения накапливались в обстановках крупной подводной донно-флювиальной дельтовой системы, прибойной зоны и подводных илистых равнин. В сылвицкой серии можно выделить две крупные парагенетические ассоциации генетических типов отложений. Это старопечнинско-перевалокская ассоциация отложений подводных илистых равнин и чернокаменско-усть-сылвицкая ассоциация отложений донно-флювиальной дельтовой системы с широким продельтовым фронтом. Поэтому, несмотря на привлекательность идеи об отнесении верхневендских отложений западного склона Среднего Урала к молассам (Беккер, 1988), генетический состав сылвицкой серии точнее всего, по мнению авторов, отвечает шлировым формациям в современном понимании.

МАКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ

В составе ориктоценозов сылвицкой серии представлены главным образом две формы сохранности представителей вендской (эдиакарской) макробиоты: 1) отпечатки и слепки в песчаниках, и 2) уплощенные органостенные остатки в тонкослоистых алевролитах. Кроме того, в сылвицкой серии встречены редкие ископаемые следы жизнедеятельности. В синекаменской подсвите чернокаменной свиты обнаружен слабо меандрирующий след *Psammichnites*, состоящий из парных валиков (гипорельеф) и образовавшийся в результате обрушения норы, прорытой билатеральным животным в толще осадка, на границе песка и ила, которое двигалось в горизонтальной плоскости с выставленной наружу трубкой для сбора пищи. В крутихинской подсвите чернокаменной свиты обнаружены вертикальные следы поселения *Bergaueria*, пересекающие тонкую ровную слоистость песчаников, оставленные свободноживущими полипоидными организмами (см. рис. 27, в).

5.1. СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПРИРОДЕ ОСТАТКОВ

Отпечатки и слепки характеризуют разнородную ассоциацию ископаемых мягкотелых макроскопических организмов, определить положение которых на филогенетическом древе *Metazoa* до сих пор не удалось (Gehling, 1991; Fedonkin, 1992; Jenkins, 1992; Seilacher, 1992; Conway Morris, 1993; Runnegar, 1995; Budd, Jensen, 2000; Dzik, 2003; Narbonne, 2005; Fedonkin et al., 2008). На ранних этапах изучения не возникало сомнений в том, что вендская мягкотелая биота состояла из представителей кроновых групп эуметазой; такое заключение делалось на основании поверхностного морфологического сходства вендских мягкотелых организмов с современными животными, в том числе колониальными Hydrozoa, Scyphozoa, колониальными Anthozoa, Annelida, примитивными Arthropoda и Echinodermata (Glaessner, 1984). В дальнейшем, отдельные представители вендской мягкотелой биоты рассматривались как колонии прокариот (Steiner, Reitner, 2001); микробные колонии эукариот (Grazhdankin, Gerdes, 2007); многоядерные простейшие ксенофиофоры (Zhuravlev, 1993; Seilacher et al., 2003); формы, промежуточные между растениями и животными (Pflug, 1974); морские грибы (Peterson et al., 2003); лишайники (Retallack, 2007); губки (Gehling, Rigby, 1996); гребневики (Dzik, 2002) и псевдомоллюски (Fendonkin, Waggoner, 1997; Fedonkin et al., 2007). Существует точка зрения, что вендская мягкотелая биота могла быть сформирована из представителей полностью вымершего царства Vendobionta – макроскопических орга-

низмов с модульным строением тела без дифференциации на ткани и органы (Seilacher, 1989, 1992). Исследователи так и не пришли к единому мнению в отношении биологического родства и степени филогенетического единства вендских мягкотелых макроорганизмов. Если принимать во внимание особенности сохранности остатков, разброс морфологических признаков, образ жизни и палеоэкологию, вендские мягкотелые организмы вообще не имеют ничего общего с Metazoa (Seilacher, 1989, 1992; Retallack, 1994; Grazhdankin, Seilacher, 2002, 2005; Narbonne, 2004; Brasier, Antcliffe, 2004; Narbonne et al., 2009).

Мировое таксономическое разнообразие мягкотелых организмов, сохраняющихся в виде слепков и отпечатков, довольно скромное: общее количество описанных видов достигает 260 (Fedonkin et al., 2008), однако при строгом подходе только половина из них проходит проверку на валидность, а остальные попадают в ранг псевдофоссилий либо оказываются младшими синонимами, мертвым грузом ошибочных определений, продуктов онтогенетической изменчивости или разновидностей сохранности представителей известных таксонов. Тем не менее отпечатки и слепки демонстрируют относительно высокий разброс морфологических признаков, позволяя выделять, по крайней мере, десять таксономических групп мягкотелых организмов надродового ранга, что в перспективе открывает возможности для более детального анализа динамики биоразнообразия.

Группа *Rangeomorpha* объединяет листовидные организмы, состоящие из ветвящихся трубчатых структур (Narbonne, 2004; Grazhdankin, Seilacher, 2005). Представители группы *Frondomorpha* состоят из трех частей: крупного относительно уплощенного листовидного тела, осевой стéблевидной структуры и органа прикрепления (Laflamme, Narbonne, 2008); палеонтологическая летопись этих организмов в большинстве случаев представлена органами прикрепления, которые имеют намного больше шансов сохраниться в ископаемом состоянии по сравнению с листовидным телом (Gehling et al., 2000; Hofmann et al., 2008). Группа дисковидных структур характеризуется часто расположенными концентрическими кругами либо широкими концентрическими кольцами, иногда рассеченными радиальными бороздами (Grazhdankin, Gerdes, 2007). Группа *Palaeopascichnida* состоит из ветвящихся цепочек и скоплений вытянутых либо округлых камер (Seilacher et al., 2003). Группа *Tribrachiomorpha* представляет собой дисковидные организмы с выраженной трехлучевой симметрией (Федонкин, 1987). Группа *Bilateromorpha*, как следует из названия, объединяет организмы с билатерально-симметричным телом (в строении наблюдается схожесть или полная идентичность левой и правой половин тела) (Fedonkin et al., 2007). Группа *Dickinsoniomorpha* представляет уплощенные, на первый взгляд, билатерально-симметричные организмы, состоящие из большого числа сегментов, один из которых имеет выраженную серповидную форму (отдаленно напоминая головной щит артропод), а в расположении остальных наблюдается симметрия зеркально скользящего отражения: сегменты правой и левой сторон смещены друг относительно друга (Иванцов, 1999, 2001, 2004, 2007). Группа *Petalonamae* состоит из многокамерных организмов ладьевидной и мешковидной формы, которые сохраняются внутри песчаников в виде объемных слепков (Pflug, 1970a, b, 1972; Grazhdankin,

Seilacher, 2002). Группа *Agumbertiamorpha* представлена организмами со слоевищеподобным телом, пронизанным нитями. В группу *Psammocorallia* объединены мешковидные организмы, нижняя часть которых сохраняется в виде объемных слепков полусферической формы (Seilacher, Goldring, 1996; Savazzi, 2007).

Установлено, что мягкотелые организмы приурочены к узкому интервалу геологического времени 575–544 млн лет (Narbonne, Gehling, 2003). В этом интервале выделяются три различающиеся по таксономическому составу ассоциации: авалонская, эдиакарская и намская (Waggoner, 2003). Авалонская ассоциация представлена рангеоморфами и фрондоморфами. Эдиакарская отличается наибольшим таксономическим разнообразием и включает фрондоморфы, дисковидные структуры, трибрахиоморфы, билатериоморфы и дикинсониеморфы. В намской ассоциации доминируют петалонамы и псаммокораллы. Палеопасцихины представляют собой исключение, так как встречаются во всех ассоциациях. Авалонская, эдиакарская и намская ассоциации одними исследователями интерпретируются как этапы эволюционного развития вендской биоты, другими рассматриваются в качестве биогеографических провинций, третьими – как результат избирательной сохранности (Waggoner, 1999, 2003; Narbonne, 2005; Shen et al., 2008). Однако, вне всяких сомнений, каждая из этих ассоциаций представляет собой четко диагностируемый тип сообщества, приуроченный к определенным обстановкам обитания и имеющий уникальные палеоэкологические характеристики: авалонский тип характеризует низкоэнергетические зоны шельфа, эдиакарский тип населяют зоны слабого волнения и течений проделты и намский тип обитал в зонах подводных каналов песчаных отмелей (Grazhdankin, Ivantsov, 1996; Гражданкин, Бронников, 1997; Гражданкин, 2003; Grazhdankin, 2004a; Гражданкин и др., 2005a; Grazhdankin et al., 2008). Относительная плотность особей в популяциях и таксономический состав сообществ имеют выраженный мозаичный характер (Clapham, Narbonne, 2002; Clapham et al., 2003; Droser et al., 2006; Droser, Gehling, 2008), что может быть обусловлено целым рядом причин, в том числе конкуренцией, изначально избирательной колонизацией субстрата, штормовым воздействием или неоднородным характером других абиотических или биотических факторов среды обитания.

Кроме отпечатков и слепков, в отложениях поздневендского возраста также присутствуют уплощенные органостенные макроостатки (Гниловская и др., 1988; Hofmann, 1992, 1994; Xiao et al., 2002; Xiao, Dong, 2006). В первую очередь это уплощенные сферические и эллипсоидные оболочки (*Chuar*iaceae, *Ellipsosphys*aceae, *Tawuia*ceae), уплощенные спирально-свернутые цилиндрические формы (*Gruan*iaceae), уплощенные полые трубки с кольчатой структурой и органом прикрепления (*Sinosabelliditidae*, *Protoarenicolidae*), лентовидные формы с продольной морщинистостью (*Vendotaeni*aceae) и уплощенные булавовидные оболочки (*Longfengshani*aceae), известные и в более древних отложениях. Поздневендские представители имеют существенно более крупные размеры и отличаются более высоким морфологическим разнообразием (Бурзин, 1996, 2001; Xiao, Dong, 2006). Так, начиная с верхнего венда (свита *Doushantuo* Китая, хатыспытская свита Оленекского поднятия Сибири) впервые появ-

ляются Eoholyniaceae, которые демонстрируют узкое лентовидное многократно ветвящееся слоевище (Tang et al., 2006). Также в верхнем венде впервые встречаются широкие пластинчатые и кожистые слоевища (лямицкая свита Беломорья, перевалокская свита Среднего Урала и хатыс-пытская свита Оленекского поднятия) и органы прикрепления с корневидными отростками (Wang, Wang, 2008).

По всей вероятности, уплощенные органостенные макроостатки представляют собой фоссилизированные макрофиты, среди которых могут быть колониальные прокариоты, ценоцитные и многоклеточные водоросли, а также фрагменты микробиальных матов. Обращает на себя внимание морфологическое сходство некоторых представителей уплощенных органостенных макроостатков и органостенных микрофоссилий. Например, *Grypaniaceae* являются увеличенной в размерах репликой нитчатых микрофоссилий, *Chuagiaceae* – сфероморфных акритарх, *Longfengshaniaceae* – булавовидных микрофоссилий *Caudosphaera* и *Vanavarataenia* (Hofmann, 1994). При детальном рассмотрении оказывается, что остатки *Grypania* действительно напоминают гигантский прочный чехол, внутри которого располагается трихом, состоящий из огромных клеток шириной до 2 и длиной до 0.2 мм (Butterfield, 2009), а лентовидные остатки *Vendotaenia* больше похожи на отмершие чехлы крупных нитчатых бактерий, чем на многоклеточные водоросли (Vidal, 1989). Сходство некоторых уплощенных органостенных макроостатков с увеличенными органостенными микрофоссилиями позволяет высказывать гипотезу о том, что в позднем венде одноклеточные организмы могли достигать огромных размеров вследствие адаптации к необычным экологическим условиям либо появления нового уровня организации, позволивших преодолеть физиологический барьер.

Уплощенные полые трубки с кольчатой структурой *Sinosabelliditidae* и *Protoarenicolidae* иногда рассматриваются как возможные остатки червеобразных животных (Sun et al., 1986), однако наличие прикрепительного органа не исключает вероятности, что они представляют собой ископаемые ценоцитные водоросли (Xiao, Dong, 2006; Dong et al., 2008).

В зависимости от тафономических условий некоторые эдиакарские организмы сохраняются в виде как уплощенных органостенных макроостатков в тонкозернистых породах, так и отпечатков (слепков) в песчаниках (Jensen et al., 2007; Zhu et al., 2008; Grazhdankin et al., 2008). Следовательно, уплощенные органостенные макроостатки характеризуют разнородную ассоциацию ископаемых организмов, которые вместе с отпечатками (слепками) в песчаниках представляют собой разные формы сохранности единой биоты.

5.2. ОТПЕЧАТКИ И СЛЕПКИ МЯГКОТЕЛЫХ ОРГАНИЗМОВ В СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ

Отпечатки и слепки макроскопических мягкотелых организмов в сылвицкой серии западного склона Среднего Урала были обнаружены в 1972 г. в бассейне р. Косьвы на севере Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория (Беккер, 1977), практически одновременно с открытием остатков мягкотелых организмов в обнажениях валдайской серии в юго-восточном

Беломорье (Келлер и др., 1974). В разрезе по р. Косье (Широковское водохранилище ниже пос. Няр) ископаемые остатки приурочены к зеленовато-серым песчаникам нижней части чернокаменной свиты. Ниже по течению (выше по разрезу) отмечаются высыпки зеленовато-серых и бордовых аргиллитов, поэтому можно с уверенностью утверждать, что обнаруженные Ю.Р. Беккером (1977) остатки приурочены к песчаникам основания вилухинской подсвиты. Это тот же стратиграфический интервал, в котором авторами обнаружен комплекс ископаемых остатков в северной части урочища Вилуха в долине р. Усьвы (21 км к югу от р. Косьвы). Из трех экземпляров, первоначально обнаруженных Ю.Р. Беккером (1977) на р. Косье, один был определен в открытой номенклатуре как *Tirasiana* cf. *T. coniformis* Palij, 1976, а два других послужили основой для установления нового вида *Tirasiana centralis* Becker, 1977. Позднее на р. Косье были обнаружены еще три экземпляра (Беккер, 1985а), два из которых были определены как *T. disciformis* Palij, 1976, а третий экземпляр послужил типом для выделения нового вида *T. cocarda* Becker, 1985 (последующее написание названия *T. cokardus* Becker, 1988 является неправильным). Кроме представителей рода *Tirasiana*, из местонахождения на р. Косье Ю.Р. Беккером (1985а) определен вид *Nemiana simplex* Palij. На приведенном в работе (Беккер, 1985а, табл. 29, фиг. 6) изображении представлен небольшой бугорок на нижней поверхности песчаника, непохожий на остатки *Nemiana simplex*. Кроме того, остатки *Nemiana simplex* всегда сохраняются в массовых скоплениях. Объемные слепки *Nemiana simplex* были обнаружены нами в чернокаменной свите, но на более высоких стратиграфических уровнях (синекаменная подсвита) в обнажениях по рекам Сылвице и Чусовой, однако авторы вынуждены сделать заключение, что среди обнаруженных Ю.Р. Беккером экземпляров из вилухинской подсвиты *Nemiana simplex* не представлены.

В сылвицкой серии в приустьевой части р. Койвы Ю.Р. Беккером (1980а) описано еще одно местонахождение ископаемых остатков. Ориктоценозы представлены здесь остатками арумбериеморных организмов *Arumberia banksi* Glaessner et Walter, 1975. Так называемые «следы струек стекания» в сылвицкой серии в разрезах по рекам Вильве и Усьве (Беккер, 1988) также являются остатками арумбериеморных организмов. Остатки во всех случаях приурочены к верхней части сылвицкой серии, которая, судя по описанию, коррелируется с кобылоостровской подсвитой чернокаменной свиты.

До недавнего времени при характеристике комплекса ископаемых остатков сылвицкой серии традиционно упоминались только представители родов *Tirasiana* и вид *Arumberia banksi* (Аблизин и др., 1982; Младших, 1983; Glaessner, 1984; Беккер, 1985а; Федонкин, 1987; Runnegar, 1992; Waggoner, 1999; McCall, 2006). Следует отметить, что при внимательном изучении дисковидных остатков, обнаруженных Ю.Р. Беккером (1977, 1985а) в нижней части чернокаменной свиты, возникают сомнения в отношении принадлежности их к организмам рода *Tirasiana* Palij, 1976. Род *Tirasiana* был выделен на материале из бернашевских слоев ярышевской свиты верхнего венда Подолии (Палий, 1976). Остатки типового вида *T. disciformis* Palij, 1976 сохранились в виде объемного слепка на подошве линзовидного прослоя разнозернистого песчаника, который в свою очередь облекает ниж-

ную поверхность крупной (14 см в длину) уплощенной песчаниковой гальки. Изучение голотипа в коллекции Геологического музея Киевского национального университета показало, что типовой вид *T. disciformis* и род *Tirasiana* следует относить к группе *Psammocorallia*, представители которой при жизни в кишечной полости и тканях эпителия содержали песчаный материал (Seilacher, Goldring, 1996; Savazzi, 2007). В.М. Палий (1976) в составе рода *Tirasiana*, наряду с типовым *T. disciformis*, также выделил вид *T. coniformis* Paliy, 1976, однако в процессе последующей ревизии Ю.А. Гуреев (1985) показал, что *T. coniformis* является младшим синонимом *Cyclomedusa davidi* Sprigg, 1947. В отличие от *Tirasiana*, экземпляры из сыльвицкой серии представляют собой низкорельефные позитивные дисковидные отпечатки на подошве песчаника. Так обычно сохраняются представители формального рода *Cyclomedusa* из группы дисковидных структур. Поэтому, по представлениям авторов, виды *T. centralis* и *T. cocarda*, наряду с *T. coniformis*, следует рассматривать в качестве младших синонимов *Cyclomedusa davidi*, а указания на присутствие *T. disciformis* в сыльвицкой серии считать ошибочными. Таким образом, представители рода *Tirasiana* в составе ориктоценозов сыльвицкой серии не установлены.

В 1987–1990 гг. В.И. Кривошеев (ПГО «Уралгеология») обнаружил отпечатки и слепки макроорганизмов в чернокаменной свите на юге Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория (р. Сыльвица и др.). В списке определенных им видов перечислены *Nemiana simplex*, *Tirasiana disciformis*, *T. coniformis*, *Cyclomedusa plana*, *C. davidi*, *Ediacaria flindersi*, *Medusinites asteroides*, *M. paliyi*, *Kaisalia mensae*, *Eoporpita medusa*, *Beltanelloides sorichevae*, *Paliella patelliformis*, *Protodipleurosoma rugulosum*, *Dickinsonia costata* и *Palaeopascichnus delicatus* (Варганов, 1998; Кривошеев, Поленов, 2001).

В результате ревизии коллекции В.И. Кривошеева и проведенных авторами полевых работ на обнажениях и разрезах по рекам Межевой Утке, Серебряной, Чусовой, Сыльвице и Усьве в составе ориктоценозов сыльвицкой серии идентифицированы остатки представителей шести из 10 групп мягкотелых организмов, что отражает относительно высокое морфологическое разнообразие. Фрондоморфы в подавляющем большинстве случаев сохраняются фрагментарно на подошве песчаников в виде негативных отпечатков и сложносоставных слепков органов прикрепления. Распознаны орган-роды *Aspidella* Billings, *Medusinites* Sprigg и *Protodipleurosoma* Sprigg, которые могут оказаться различными онтогенетическими стадиями одного вида, и только в единственном случае рядом с органом прикрепления сохранился слепок листовидного тела, по морфологическим признакам похожий на *Vaizitsinia* Sokolov et Fedonkin (см. рис. 24, е). Кроме того, в ориктоценозах также присутствуют слепки органов прикрепления с выростами, относящиеся к орган-роду *Mawsonites* Glaessner et Wade (см. рис. 24, б). Дисковидные структуры представлены низкорельефными отпечатками, среди которых распознаны формальные роды *Cyclodemusa* Sprigg, *Paliella* Fedonkin и *Ediacaria* Sprigg. В сыльвицкой серии широко распространены различные палеопасцихниды, среди которых, наряду с типовым родом *Palaeopascichnus* Paliy, присутствуют новые разновидности (см. рис. 24, д). Дикинсониеморфы, относящиеся к родам *Dickinsonia* Sprigg и *Yorgia*

Ivantsov, сохраняются в толще тонкопереслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов (см. рис. 26, а, б). Арумбериеморфные организмы являются еще недостаточно хорошо изученными, однако их остатки, сохраняющиеся в сыльвицкой серии в виде объемных слепков, демонстрируют большое разнообразие. Наконец, группа *Psammocorallia* представлена объемными слепками *Nemiana Palij* (см. рис. 24, з).

5.3. УПЛОЩЕННЫЕ ОРГАНОСТЕННЫЕ МАКРООСТАТКИ В СЫЛЬВИЦКОЙ СЕРИИ

В сыльвицкой серии авторами впервые установлены богатые (как по таксономическому составу, так по количеству находок) комплексы уплощенных органостенных макроостатков. Предыдущими исследователями в сыльвицкой серии (перевалокская свита) отмечалось только присутствие углефицированных пленок («*Laminarites antiquissimus*») (Аблизин и др., 1982; Беккер, 1985б, 1988). Новые находки приурочены к двум местонахождениям, разобщенным территориально и стратиграфически. Первое местонахождение выявлено в 2006 г. в береговых обрывах скалы Крутая Гора в среднем течении р. Усьвы, где обнажаются тонкослоистые алевролиты перевалокской свиты (Гражданкин и др., 2007). Второе местонахождение, содержащее более молодой комплекс уплощенных органостенных макроостатков, приурочено к толще тонкопереслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов коноваловской подсвиты чернокаменской свиты. Местонахождение выявлено в окрестностях урочища Ялунино (скала Камень Сосун, обн. 0826) на р. Чусовой в 2008 г. Предварительные результаты изучения указывают на относительно высокое количественное и таксономическое разнообразие уплощенных органостенных остатков в сыльвицкой серии (см. рис. 8, 26, в, з).

5.4. ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ИСКОПАЕМЫХ ОСТАТКОВ ПО РАЗРЕЗУ

Единственная попытка использовать макроскопические остатки организмов для расчленения разреза сыльвицкой серии была предпринята Ю.Р. Беккером (1985б), выделившим на Среднем Урале слои с *Tirasiana* (чернокаменская свита) и слои с *Arumberia* («усть-сылвицкая свита»). Огромный фактический материал, полученный за период 2002–2009 гг. в результате проведения многочисленных работ литостратиграфического и седиментологического направления, показал, насколько сложное фациальное строение имеют верхневендские отложения на западном склоне Среднего Урала. Параллельно с этим выяснилось, что расчленение и корреляция разрезов на биостратиграфической основе встречает значительные трудности, главным образом по причине узкой фациальной приуроченности ископаемых макроостатков (Grahdankin, 2004а). Авторами выявлена фациальная приуроченность в распределении отпечатков и слепков мягкотелых организмов и уплощенных макроостатков в том числе и в сыльвицкой серии. Ископаемые остатки приурочены к трем фациям: тонкослоис-

тых алевролитов и аргиллитов, волнисто-слоистых песчаников и песчаников с многоэтажной косо́й слоистостью.

5.4.1. Ориктоценозы фации тонкослоистых алевролитов и аргиллитов

Для фации тонкослоистых алевролитов и аргиллитов характерны два типа ориктоценозов. Первый приурочен к подошве мелкозернистых косо-волнисто-слоистых песчаников. Ископаемые остатки представляют собой позитивные слепки деформированных тел, каждый из которых окружен серповидным эрозионным врезом. По всей видимости, слепки образовались в результате локализованного размыва ила вокруг выступающего над поверхностью осадка тела и сохранились благодаря внедрению песка в подстилающую толщу ила одновременно с размывом. Окончания внедрившегося песчаника, на которых сохраняются слепки деформированных тел, выклиниваются в толще глины; при раскопках клиновидные окончания песчаника нередко обламываются, поэтому край тела на остатках не наблюдается. Особенности биостратиномии позволяют уверенно утверждать, что остатки представляют собой деформированные органы прикрепления, которые захоронены в прижизненном положении в обстановках обитания и при помощи которых организмы фиксировали тело в грунте. При жизни орган прикрепления был целиком погружен в толщу ила, а отпечатался благодаря размыву ила вокруг выступавшего над осадком стебля. Морфологические и биостратиномические признаки ископаемых остатков, а также сравнение с аналогичными остатками из лямицкой свиты юго-восточного Беломорья (Grazhdankin, 2000) и хатыспытской свиты Оленекского поднятия (Grazhdankin et al., 2008), позволяют диагностировать их как *Aspidella khatyspytensis* (Vodanjuk, 1989). На подошве песчаников кроме отпечатков деформированных тел и серповидных эрозионных врезов присутствуют конусовидные слепки радиусом до 40 мм, на поверхности которых наблюдаются отпечатки дуговидных царапин, а на вершине располагается бугорок. Эти слепки представляют собой одну из разновидностей знаков танца – осадочной текстуры подошвы, которая образуется в результате колебательных и вращательных движений, совершаемых в турбулентном потоке объектами, один конец которых закорен в иле (см. рис. 24, ж).

Второй тип ориктоценозов приурочен к интервалам тонкослоистых аргиллитов и тонко переслаивающихся алевролитов и аргиллитов и представлен уплощенными органостенными макроостатками. На остатках не удалось идентифицировать органы прикрепления или другие структуры, которые бы указывали на образ жизни ископаемых организмов. Обращает на себя внимание, что остатки в большинстве случаев сохранились не на поверхностях напластования, а в толще алевроаргиллитов и приурочены к определенным относительно маломощным стратиграфическим интервалам, между которыми отмечаются выраженные различия в таксономическом составе ориктоценозов. Перечисленные биостратиномические особенности свидетельствуют в пользу того, что остатки имеют аллохтонную природу, но без следов значительного переноса, а таксономические различия между ориктоценозами отражают прижизненную гетерогенную структуру сообществ. В составе одного из ориктоценозов обнаружена крупная

дисковидная микробильная колония *Cyclomedusa*, имеющая уникальную органостенную сохранность (см. рис. 8, ж). Микробильные колонии, как правило, являются составной частью микробильного субстрата и захораниваются *in situ* (Grazhdankin, Gerdes, 2007). По всей видимости, ископаемые ассоциации уплощенных органостенных макроостатков тонкослоистых алевролитов и аргиллитов, также как и ориктоценозы косоволнисто-слоистых песчаников, характеризуют комплекс прижизненно захороненных организмов.

В южной части урочища Черный Камень на р. Сылвице (обн. 0528) внутри одного из прослоев песчаника в составе фации тонкослоистых алевролитов и аргиллитов обнаружены массовые скопления отпечатков уплощенных сферических оболочек (см. рис. 24, а). Одиночные экземпляры также обнаружены на подошве песчаников фации волнисто-слоистых песчаников в обнажении скалы Синий Камень на р. Чусовой (обн. 0535). На некоторых отпечатках сохранилось углефицированное органическое вещество, что позволяет рассматривать их как своеобразную разновидность сохранности сферических оболочек *Beltanelloides sorichevae* Sokolov, 1972 из группы Chuagiaceae. Благодаря тому, что *Beltanelloides sorichevae* сохраняется в виде отпечатков на поверхностях напластования песчаников, этот таксон под названием младшего синонима *Beltanelliformis brunsaе* Menner in Keller et al., 1974 часто ошибочно интерпретируется как представитель мягкотелых организмов (Келлер и др., 1974; Федонкин, 1981, 1985), а иногда даже фигурирует в качестве старшего синонима вида *Nemiana simplex* (Гуреев, 1985, 1987). Однако сходство *Beltanelloides sorichevae* с объемными слепками псаммокораллов *Nemiana simplex* является поверхностным (Леонов, 2007). По всей видимости, сферические оболочки *Beltanelloides sorichevae* в зависимости от типа осадка могли сохраняться в виде уплощенных органостенных остатков (тонкослоистые аргиллиты и алевролиты) либо отпечатков (песчаники). Аналогичным образом дисковидные микробильные колонии *Cyclomedusa* сохраняются в виде низкорельефных позитивных отпечатков на подошве песчаников и в виде уплощенных органостенных макроостатков – в тонкослоистых алевролитах. Таким образом, ориктоценозы отпечатков и слепков мягкотелых организмов и ориктоценозы уплощенных органостенных макроостатков в составе фации тонкослоистых алевролитов и аргиллитов представляют собой различные формы сохранности единой биоты, населявшей обстановки подводных илистых равнин.

5.4.2. Ориктоценозы фации волнисто-слоистых песчаников

Ориктоценозы фации волнисто-слоистых песчаников приурочены к подошве песчаников с шагреновой текстурой, которая представляет собой отпечаток микробильного субстрата. В зависимости от биостратиграфических условий захоронения организмов относительно микробильного субстрата различаются три разновидности сохранности ископаемых остатков.

К первой из них принадлежат объемные слепки, формирующиеся в результате заполнения песком полости, оставшейся под микробильным субстратом после смерти и разложения организма. Полость сохраняется бла-

годаря цементации осадка слизью либо раннедиагенетическими минералами еще при жизни организма. В виде объемных слепков сохраняются органы прикрепления фрондоморфных организмов, чему в значительной мере способствовал тот факт, что эти органы при жизни находились в осадке под поверхностью микробиального субстрата (см. рис. 24, е) (Gehling, 1999; Сережникова, 2005).

Вторая разновидность представлена негативными сложносоставными отпечатками, образующимися над микробиальным субстратом. На негативных сложносоставных отпечатках сохраняется верхняя сторона органов прикрепления, которая при жизни выступала над поверхностью микробиального мата. В фации волнисто-слоистых песчаников различаются организмы *Aspidella terranova* Billings, 1872, *Medusinites mawsoni* (Sprigg, 1949), *Protodipleurosoma wardi* Sprigg, 1949, *Mawsonites reticulatus* (Gehling et Rigby, 1996) и «*Palaeophragmodictya*» *spinosa* Serezhnikova, 2007 (см. рис. 24, б, в). Отпечатки имеют отчетливый округлый край. Поверхность рассечена системой узких трещинок, расходящихся к краям слепка из центральной области. Центральная область слепков сохраняется в виде углубления (негативный гипорельеф), в котором можно видеть узкую щель, глубокую складку или небольшой утопленный в породу бугорок. Судя по всему, трещинки образовались в результате деформации органа прикрепления под нагрузкой осадка вокруг вертикально расположенного стеблевидного органа (Runnegar, 1991; Gehling, 1988; Gehling et al., 2000; Grazhdankin, 2000). О том, что деформируется только верхняя сторона органа, выступавшая над поверхностью микробиального субстрата, свидетельствует деформированная слоистость в осадке, в то время как микробиальный субстрат существенно не просел. Не возникает сомнений, что остатки органов прикрепления захоронены *in situ*. В виде негативных сложносоставных отпечатков в фации волнисто-слоистых песчаников также сохраняются представители группы Dickinsoniomorpha, которые обитали на поверхности микробиального субстрата (см. рис. 26, а, б).

Третья разновидность – это позитивные низкорельефные отпечатки, имеющие дисковидную форму с концентрическими складками (см. рис. 15). Различаются морфотипы *Cyclomedusa* Sprigg, 1947 (дисковидные отпечатки с часто расположенными концентрическими складками), *Paliella* Fedonkin, 1980 (дисковидные отпечатки, в центре которых наблюдается несколько концентрических складок, а остальная часть широкая и гладкая) и *Ediacaria* Sprigg, 1947 (дисковидные отпечатки, состоящие из 2–4 широких концентрических зон, каждая из которых может быть осложнена дополнительными слабо различимыми кольцевыми бороздками). Края и внешняя зона дисковидных отпечатков всех морфотипов могут быть рассечены радиальными бороздками, а в центре присутствовать бугорок либо ямка. Дисковидные позитивные гипорельефные отпечатки широко распространены в верхневендских и одновозрастных отложениях по всему миру. Биостратиграфические особенности отпечатков, такие как характер деформации дисковидных структур, обусловленный разрушением микробиального субстрата трещинами усадки, и слабая способность противостоять абразивному действию потоков взвеси позволяют уверенно утверждать, что *Cyclomedusa*, *Paliella* и *Ediacaria* при жизни были составной частью микро-

биального субстрата. В пользу этого свидетельствует и нитчатое строение дисковидных отпечатков, схожее с нитчатой структурой микробиального субстрата, проявленное на пиритизированных экземплярах с юго-восточного Беломорья и выветрелых экземплярах из Южной Австралии (Grazhdankin, Gerdes, 2007).

Особую сохранность имеют палеопасцихины и псаммокораллы. Сохранность в виде объемных слепков также характеризует *Nemiana simplex* Palič, 1976 (см. рис. 24, з), однако в этом случае осадок, по всей вероятности, располагался в мягких тканях при жизни организма (Seilacher, Goldring, 1996; Savazzi, 2007).

Ориктоценозы фации волнисто-слоистых песчаников, таким образом, представляют собой прижизненные ассоциации ископаемых организмов, захороненные в обстановках обитания в продельте. Анализ распределения ископаемых остатков в циклически построенных разрезах фации на примере синекаменской подсвиты чернокаменной свиты (разрезы 0530, 0535 и 0827) позволяет еще более сузить обстановки обитания и установить границы биотопа, заселенного древнейшими макросообществами мелководья. Ископаемые остатки приурочены к пачкам песчаников, залегающих в основании прогрессивно построенных циклитов. В пачках представлено широкое разнообразие литотипов, в том числе песчаники с косоволнистой, тонкой горизонтальной и грубой волнистой слоистостью и текстурами подводно-оползневых деформаций (складки, рулето- и шаровидные формы), а также слепки каналов, однако фоссилииносными являются только пакеты песчаников с косоволнистой слоистостью, причем не во всех случаях. Несмотря на то что косоволнисто-слоистые песчаники являются наиболее распространенным литотипом в составе фации, ориктоценозы в большинстве случаев локализованы в верхней части пакетов, где песчаники постепенно переходят в тонкослоистые алевролиты, отвечая относительно узкой зоне слабого волнения и течений за пределами зоны разгрузки каналов продельтовой распределительной системы (см. рис. 20). Песчаники с косоволнистой слоистостью характеризуют также межканальные участки продельты (зона подводных каналов) и заполняют каналы (зона перемыва каналов волнами), но ископаемых остатков не содержат.

Узкая фациальная приуроченность ископаемых остатков проявляется и при анализе фациальной изменчивости отложений. Так, вверх по разрезу 0535 в синекаменской подсвите наблюдается постепенное увеличение роли литотипов, указывающих на усиление гидродинамической активности (каналы в основании циклитов становятся более глубокими с признаками многократного врезания), при этом отмечается сокращение таксономического и количественного разнообразия ископаемых организмов, а в двух циклитах в верхней части осадочной последовательности отпечатки не обнаружены. При прослеживании синекаменской подсвиты по латерали от скалы Синий Камень (обн. 0535) в урочище Ялунино (обн. 0827) выклиниваются пачки тонкослоистых алевролитов, венчающие циклиты, а песчаники с косоволнистой слоистостью в основании циклитов уступают место песчаникам с грубой волнистой и бугорчатой слоистостью (см. рис. 22). Фациальные изменения сопровождаются исчезновением ископаемых остатков. Таким образом, можно уверенно утверждать, что обстановки обита-

ния древнейших сообществ макроорганизмов в продельте были ограничены сравнительно узкой зоной слабого волнения и течений за пределами зоны разгрузки каналов распределительной системы.

5.4.3. Ориктоценозы фации песчаников с многоэтажной косой слоистостью

Ориктоценозы фации песчаников с многоэтажной косой слоистостью представлены остатками арумбериеморфных организмов *Arumberia banksi* Glaessner et Walter, 1975 и *Arumberia vindhyanensis* Kumar et Pandey, 2008, причем различается несколько морфологических разновидностей *A. banksi*, которые могут отражать онтогенетическую (возрастную) либо фенотипическую (под действием факторов среды) изменчивость организмов (Kumar, Pandey, 2008). Остатки сохраняются на кровле волнисто-слоистых песчаников в виде отпечатков слоевищеподобного тела веерообразной формы. В ряде случаев в толще песчаника под отпечатком слоевища сохраняются отпечатки пластинчатых выростов тела, которые отходят в глубь породы, пересекая слоистость. Кроме того, для некоторых экземпляров *A. banksi* установлена объемная сохранность тел в виде слепков в толще песчаников, которая, по всей вероятности, образовалась в результате прорастания организмами осадка. Таким образом, можно предположить, что остатки *A. banksi* захоронены в прижизненном положении. Нередко *A. banksi* сохраняются в виде отпечатков на рифленной поверхности лингвоидных знаков ряби, при этом пластинчатые выросты тела расходятся в толще осадка от вершины гребней ряби во впадины между ними, простираясь вдоль направления палеотечения. В таком случае, арумбериеморфные организмы можно рассматривать как один из факторов биостабилизации осадка в сверхмелководных обстановках, наряду с микробиальными матами. Следует отметить, что *A. banksi* захоронены в непосредственной близости от палеопочвенных горизонтов, установленных авторами в составе фации песчаников с многоэтажной косой слоистостью, однако в самих палеопочвах отпечатки арумбериеморфных организмов не встречены.

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТОНКОЗЕРНИСТЫХ АЛЮМОСИЛИКОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОД СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ

Генезис отложений нельзя считать раскрытым без выяснения основных параметров среды их образования (палеоклимат, окислительно-восстановительные обстановки, палеосоленость). Литогеохимический анализ осадочных пород не только позволяет истолковать геохимические условия формирования осадков, но и реконструировать состав пород на палеоводосборах и расшифровать особенности его изменения во времени. Ценным источником информации при этом являются данные о химическом составе тонкозернистых алюмосиликокластических образований (аргиллитов, алевроаргиллитов, мелкозернистых алевролитов и глинистых сланцев) и значениях ряда индикаторных отношений содержащихся в них элементов-примесей, в том числе и редкоземельных (Маслов, 2005). Поэтому авторы дополнили изучение разрезов сылвицкой серии анализом литогеохимических особенностей тонкозернистых алюмосиликокластических пород, так как последние, как известно, характеризуются низкой проницаемостью для постседиментационных флюидов по сравнению с более крупнозернистыми. Следует отметить, что работ, посвященных анализу литогеохимических особенностей сылвицкой серии, практически нет, за исключением публикаций Ф.А. Курбацкой (1966), М.Л. Ключиной и Н.А. Яроша (1971), которые были нацелены на разработку геохимических критериев стратиграфической корреляции.

По результатам изучения сылвицкой серии методом полуколичественного спектрального анализа для разрезов по долинам рек Сулема, Межевой Утки, Сылвицы, Койвы и Усьвы Ф.А. Курбацкая (1966) делает вывод о корреляционном значении таких элементов-примесей, как Mn, V, Cr, Co, Ni и Ba, для расчленения сылвицкой серии на свиты. Так, старопечнинская свита отличается логнормальным распределением Ni, Mo и Ba; перевалокская свита – повышенным (до 2–4 раз выше, чем в других свитах) содержанием и логнормальным распределением Mn; чернокаменная свита – повышенным содержанием Mn, Mo, V и Cr и логнормальным распределением V и Cr; «усть-сылвицкая свита» – повышенным содержанием Ba и Mo. Распределение Ti во всей сылвицкой серии близко к нормальному, поэтому этот элемент, по мнению Ф.А. Курбацкой (1966), имеет корреляционное значение на уровне серий. Однако остается непонятным, почему Ф.А. Курбацкая придает высокий корреляционный вес на уровне серий значению содержания Mn, если в перевалокской свите его содержание в 2–4 раза выше, чем в других свитах сылвицкой серии. В результате проведенных исследований сделан вывод, что сылвицкая серия сложена преимущественно продуктами размыва пород основного и среднего состава.

М.Л. Ключина и Н.А. Ярош (1971) методом полуколичественного спектрального анализа определили содержание ряда элементов-примесей в 300 образцах из сыльвицкой серии. Установлено, что содержание Ga, Co, Ni и Cr немного превышает кларковое и не меняется по разрезу сыльвицкой серии. Содержание V почти равно кларку и также не меняется. Крайне низкое (в 10 раз меньше кларка) устойчивое содержание имеет Sr. Своеобразное поведение отличает Be, Pb и Cu: если в старопечнинской свите содержание Be примерно соответствует кларку, Pb – в 2 раза выше, а Cu – ниже кларка, то в перевалокской и чернокаменской свитах содержание Be несколько больше кларка, Pb – примерно равно кларку, а Cu – значительно меньше кларка, тогда как в «усть-сылвицкой свите» содержание всех трех элементов возвращается на уровень значений, характерных для старопечнинской свиты. Единственным элементом, содержание которого закономерно растет вверх по разрезу, является Zn (если в породах старопечнинской свиты оно составляет всего 1/4 от кларкового значения, то в «усть-сылвицкой свите» несколько выше него). Сопоставление данных спектральных анализов тонкой фракции обломочных и глинистых пород и их валовых составов позволило сделать вывод о разнообразии форм переноса для Fe, Cr, Ni и Cu и преимущественном переносе V и Zr в виде тонкодисперсных взвесей.

Материалом для проведенных нами литогеохимических исследований послужили более 220 образцов аргиллитов и алевроаргиллитов, отобранных из опорных разрезов сыльвицкой серии по рекам Усьве, Сыльвице, Чусовой и Межевой Утке. Определение содержания основных петрогенных оксидов в тонкозернистых породах сделано в лаборатории физико-химических методов исследования ИГГ УрО РАН на рентгеновском спектрометре «СРМ-18» (аналитики Н.П. Горбунова, Г.М. Ятлук, В.П. Власов, Л.А. Татарина, Г.С. Неупокоева). Определение содержаний рассеянных и редких элементов (PЗЭ, Li, Be, Sc, Ti, Cr, Ni, V, Co, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Sb, Cs, Ba, Hf, Ta, Tl, Pb, Th, U и др.) выполнено с помощью высокочувствительного масс-спектрометра высокого разрешения с индуктивно-связанной плазмой для элементного анализа и изотопного скрининга ELEMENT2 методом ICP-MS под руководством Ю.Л. Ронкина (аналитики О.П. Лепихина и О.Ю. Попова).

Исходный материал в виде тщательно перетертой пудры массой около 50 мг подвергался воздействию смеси плавиковой и азотной кислот (соотношение 5 : 1) при температуре примерно 150–170 °С в тефлоновых автоклавах до полного разложения. После упаривания исследуемые пробы переводились в раствор 3%-ой азотной кислотой с коэффициентом разбавления исходной пробы около 10^3 . В качестве внутреннего стандарта использовался индий (^{115}In), в качестве внешнего – BCR-1 и BCR-2 (Basalt Columbia River) Геологической Службы США. Внешний стандарт измерялся последовательно через каждые 5–10 проб в целях учета флуктуационных изменений характеристик прибора во времени. Точность анализа определялась величиной концентрации конкретного элемента и составляла от 3 до 20–50 отн.%. Достоверность полученных данных подтверждена также анализом случайным образом отобранных дубликатов.

Определение изотопного состава Sm и Nd производилось методом изотопного разбавления с масс-спектрометрическим окончанием на твердо-

фазном прецизионном мультиколлекторном масс-спектрометре "Finnigan MAT-262". Все химические операции выполнялись в чистом помещении с принудительной подачей фильтрованного атмосферного воздуха НЕРА-фильтрами с использованием тефлоновой и кварцевой посуды и специально очищенных реактивов. Процедура химической подготовки проб к измерению концентраций и изотопного состава Sm и Nd проводилась в три этапа. На первом смесью плавиковой и хлорной кислот в тефлоновых автоклавах проводилось разложение проб. При этом навеска с определенным количеством трассера $^{150}\text{Sm}+^{149}\text{Nd}$ (исходя из оптимального соотношения 0.15 г трассера на 1 мкг Nd в навеске) выдерживалась при температуре 150–180 °С до полного разложения. Реакционная смесь выпаривалась досуха и обрабатывалась 10 н HCl в целях разрушения фторидов. Затем пробы выдерживались 6–12 ч в условиях разложения. Далее производилось повторное упаривание, сухой остаток растворялся в 2 мл 2.3 н HCl и центрифугировался. Полученный прозрачный раствор вносился в первую хроматографическую колонку с катионитом Dowex 50×8 200–400 меш. В этой колонке осуществлялось отделение суммы РЗЭ от основных составляющих пробы путем ступенчатого элюирования 2.3 н и 3.9 н HCl. Фракция элюата, содержащая Nd, Sm, другие РЗЭ и следы некоторых элементов пробы, упаривалась и растворялась в 0.6 мл 0.1 н HCl. Окончательное разделение Sm и Nd проводилось на второй хроматографической колонке с ди(2-этилгексил)ортофосфорной кислотой, нанесенной на политрифторхлорэтилен (KEL-F). В целях более эффективного отделения Nd и Sm от следов щелочно-земельных элементов проводилось градиентное элюирование 0.1 н и 0.3 н HCl. Уровень лабораторного фона обычно не превышал 0.3 нг для Nd и 0.2 нг для Sm. Измерение изотопного состава Sm и Nd смесей $^{150}\text{Sm}+^{149}\text{Nd}$ трассера и соответствующих проб проводились на масс-спектрометре "Finnigan MAT-262" в статическом режиме.

Для анализа Sm и Nd использовались двухленточные блочки источника ионов с лентами из Re, предварительно отоженными в откачном посту от мешающих примесей. Изотопные отношения Nd нормировались к величине $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Внутренняя статистика масс-спектрометрического анализа обеспечивала сходимость результатов в опыте лучше 0.002% относительных единиц для отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Воспроизводимость измеренных результатов оценивалась по данным параллельных измерений стандарта La Jolla (Калифорния, США). Точность определения отношений Sm/Nd вычислялась по долговременной воспроизводимости измерений стандарта BCR-1 и BCR-2 и составила 0.2–0.5% относительных единиц. Вычисление и оценка параметров эволюционных диаграмм осуществлялась с применением соответствующих регрессионных программ (Ludwig, 1992). В возрастных расчетах использовалась константа $6.54 \cdot 10^{-12}$ 1/год.

6.1. ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Медианные, а также среднеарифметические, минимальные и максимальные содержания и величина стандартных отклонений основных породообразующих оксидов в тонкозернистых алюмосиликокластических породах сыльвицкой серии приведены в табл. 2–4.

Таблица 2

Медианные, средние, минимальные и максимальные содержания основных петрогенных оксидов в тонкозернистых алюмосиликокластических породах старопечнинской свиты, мас. %

Оксид	Медиана	Стандартное отклонение	Среднее арифметическое	Минимум	Максимум
SiO ₂	60.34	4.16	60.83	55.22	71.19
TiO ₂	0.76	0.16	0.77	0.38	1.25
Al ₂ O ₃	18.55	2.53	17.96	12.17	22.07
Fe ₂ O ₃ общ.	7.35	1.44	7.09	3.26	8.82
MnO	0.05	0.11	0.08	0.02	0.48
MgO	2.24	0.37	2.23	1.16	2.88
CaO	0.22	1.11	0.74	0.10	3.76
K ₂ O	4.81	1.30	4.50	1.50	6.61
Na ₂ O	1.30	0.76	1.50	0.69	3.40
P ₂ O ₅	0.17	0.17	0.24	0.11	0.69
Ппп	4.17	0.67	4.15	3.01	6.24
<i>n</i>	22				

Примечание. *n* – здесь и далее количество проанализированных образцов.

Таблица 3

Медианные, средние, минимальные и максимальные содержания основных петрогенных оксидов в тонкозернистых алюмосиликокластических породах перевалокской свиты, мас. %

Оксид	Медиана	Стандартное отклонение	Среднее арифметическое	Минимум	Максимум
SiO ₂	60.96	2.35	61.90	59.72	67.62
TiO ₂	0.83	0.08	0.84	0.76	1.09
Al ₂ O ₃	15.63	1.60	16.03	11.79	18.87
Fe ₂ O ₃ общ.	7.38	0.94	7.25	5.35	8.53
MnO	0.14	0.05	0.12	0.05	0.19
MgO	2.80	0.21	2.84	2.51	3.40
CaO	0.87	0.48	0.78	0.18	2.20
K ₂ O	3.37	0.38	3.36	2.47	4.07
Na ₂ O	1.95	0.23	1.94	1.50	2.36
P ₂ O ₅	0.17	0.28	0.23	0.10	1.32
Ппп	4.30	0.50	4.23	3.40	4.90
<i>n</i>	22				

Таблица 4

Медианные, средние, минимальные и максимальные содержания основных петрогенных оксидов в тонкозернистых алюмосиликокластических породах чернокаменной свиты, мас. %

Оксид	Медиана	Стандартное отклонение	Среднее арифметическое	Минимум	Максимум
SiO ₂	60.71	2.26	60.43	50.92	66.9
TiO ₂	0.89	0.08	0.89	0.67	1.23
Al ₂ O ₃	16.83	1.27	17.03	13.11	22.53
Fe ₂ O ₃ общ.	7.41	0.95	7.43	4.45	10.88
MnO	0.08	0.05	0.09	0.03	0.35
MgO	2.42	0.24	2.38	1.77	2.96
CaO	0.49	0.26	0.51	0.11	1.80
K ₂ O	4.17	0.55	4.24	2.99	6.81
Na ₂ O	1.40	0.45	1.43	0.40	2.73
P ₂ O ₅	0.17	0.06	0.18	0.08	0.66
Ппп	4.90	0.86	4.93	3.30	8.20
<i>n</i>	152				

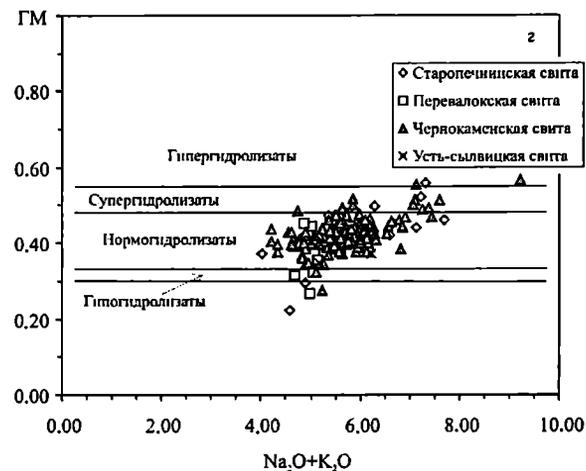
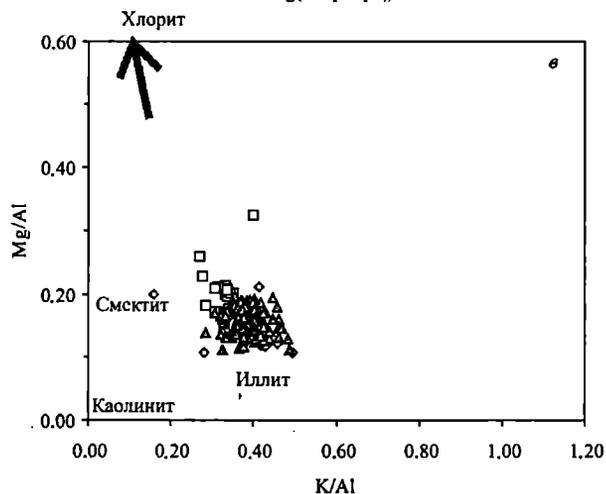
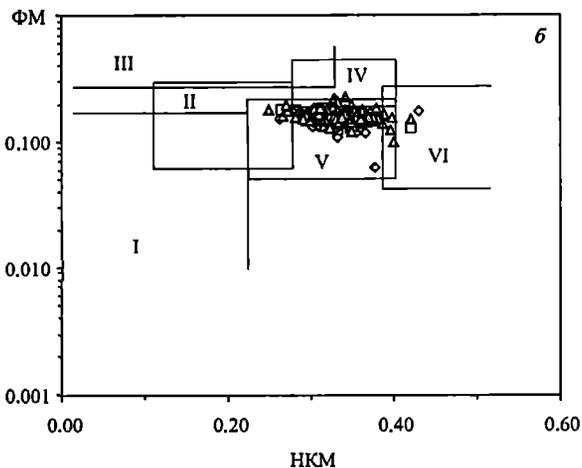
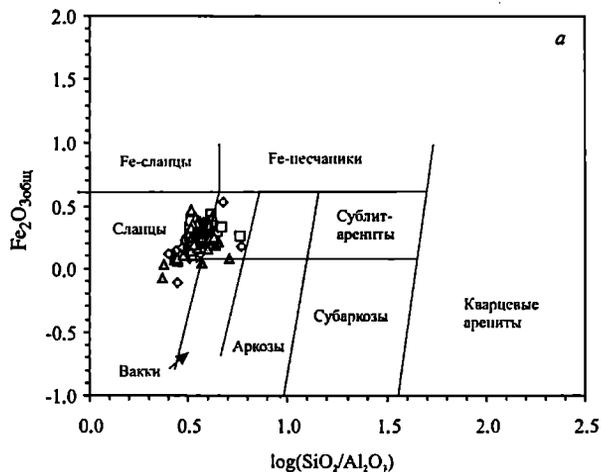


Рис. 42. Положения фигуративных точек составов алевроаргиллитов сывлицкой серии:

a – диаграмма $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\log(\text{Fe}_2\text{O}_{3, \text{общ}}/\text{K}_2\text{O})$ (Негтон, 1988); *б* – диаграмма НКМ–ФМ (Юдович, Кетрис, 2000); *в* – диаграмма K/Al – Mg/Al (Turgeon, Vrnitsack, 2006); *г* – диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – ГМ (Юдович, Кетрис, 2000).

Поля глин для диаграммы НКМ–ФМ: I – преимущественно каолинитовых; II – преимущественно монтмориллонитовых с примесью каолинита и гидрослюда; III – преимущественно хлоритовых с примесью Fe-гидрослюда; IV – хлорит-гидрослюдистых; V – хлорит-смектит-гидрослюдистых; VI – гидрослюдистых со значительной примесью дисперсных полевых шпатов. Значения K/Al и Mg/Al для каолинита, иллита и хлорита см. (Брауншю, 1979)

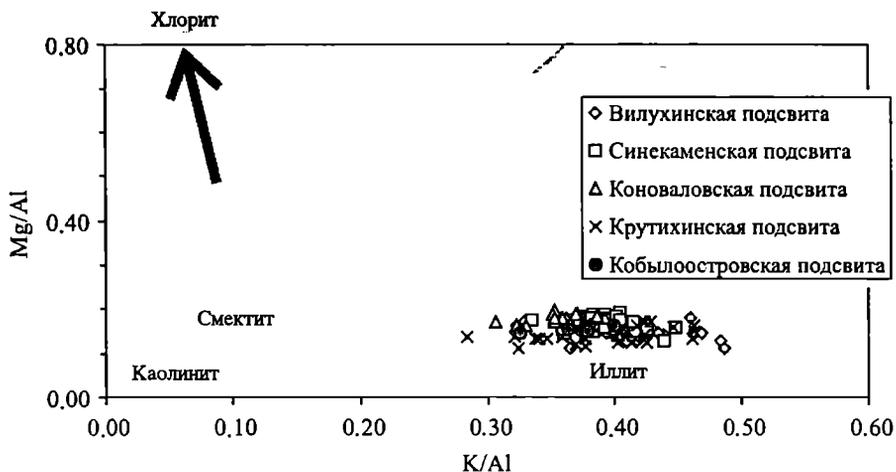


Рис. 43. Положение фигуративных точек составов алевроаргиллитов чернокаменской свиты на диаграмме K/Al–Mg/Al (Turgeon, Brumsack, 2006). Значения K/Al и Mg/Al для каолинита, иллита и хлорита см. (Браунлоу, 1979)

На диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}/\text{K}_2\text{O})$ (Hettgen, 1988) подавляющее большинство фигуративных составов тонкозернистых пород сыльвицкой серии локализовано в поле сланцев (рис. 42, а), что говорит о преобладании в их составе глинистых минералов и обеспечивает высокую степень достоверности полученных авторами выводов.

На модульной диаграмме НКМ–ФМ (Юдович, Кетрис, 2000) практически все без исключения точки составов тонкозернистых алюмосиликокластических пород сыльвицкой серии локализованы в полях IV и V (рис. 42, б), отвечающих соответственно составу хлорит-гидрослюдистых и хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистых глин. Этот вывод подтверждается и положением основной массы фигуративных точек составов тонкозернистых пород сыльвицкой серии на диаграмме K/Al–Mg/Al (Turgeon, Brumsack, 2006) в области значений, тяготеющей к стандартному составу иллита, в то же время несколько смещенной к стандартным составам монтмориллонита и хлорита (рис. 42, в). На данной диаграмме также не наблюдается существенных различий между тонкозернистыми породами из разных подсвит чернокаменской свиты (рис. 43).

По значениям гидролизатного модуля, тонкозернистые породы сыльвицкой серии принадлежат в основном к типу нормогидролизатов по классификации Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис (2000) (рис. 42, з). Сумма оксидов натрия и калия в них варьирует от 4.0 до 8.0%, за исключением одной пробы аргиллитов из чернокаменской свиты, в которой эта величина поднимается до 9.5%.

Сопоставление химического состава тонкозернистых пород сыльвицкой серии с одним из известных стандартов подобного рода образований – постаршейским средним австралийским сланцем PAAS (Тейлор, МакЛеннан, 1988), показывает следующее.

Содержания SiO_2 , NiO_2 и Al_2O_3 , а также суммарного железа в тонкозернистых породах сыльвицкой серии незначительно отличаются от PAAS.

Таблица 5

Медианные, минимальные и максимальные содержания основных петрогенных оксидов в тонкозернистых алюмосиликокластических породах старопечнинской свиты в сравнении с PAAS

Содержание оксида	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ _{общ}	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Ппп
Медиана	0.96	0.76	0.98	1.14	0.43	0.99	0.19	1.30	0.88	1.05	0.69
Стандартное отклонение	0.06	0.11	0.12	0.22	1.01	0.17	0.89	0.30	0.52	1.08	0.11
Минимум	0.90	0.38	0.64	0.50	0.18	0.53	0.08	0.59	0.58	0.67	0.57
Максимум	1.13	0.90	1.11	1.36	4.33	1.31	2.89	1.79	2.13	4.33	1.04
<i>n</i>	16										

Таблица 6

Медианные, минимальные и максимальные содержания основных петрогенных оксидов в тонкозернистых алюмосиликокластических породах перевалокской свиты в сравнении с PAAS

Содержание оксида	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ _{общ}	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Ппп
Медиана	0.97	0.83	0.83	1.15	1.24	1.27	0.67	0.91	1.58	1.07	0.72
Стандартное отклонение	0.01	0.03	0.07	0.07	0.41	0.05	0.37	0.08	0.18	1.77	0.08
Минимум	0.95	0.77	0.79	1.09	0.48	1.14	0.15	0.80	1.25	0.62	0.58
Максимум	0.99	0.91	1.00	1.31	1.74	1.34	1.69	1.10	1.83	8.25	0.82
<i>n</i>	17										

Таблица 7

Медианные, минимальные и максимальные содержания основных петрогенных оксидов в тонкозернистых алюмосиликокластических породах чернокаменной свиты (все подсвиты) в сравнении с PAAS

Содержание оксида	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ _{общ}	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Ппп
Медиана	0.97	0.89	0.89	1.14	0.69	1.10	0.38	1.13	1.17	1.06	0.82
Стандартное отклонение	0.03	0.08	0.06	0.14	0.49	0.11	0.20	0.15	0.38	0.35	0.14
Минимум	0.81	0.67	0.77	0.87	0.26	0.81	0.08	0.81	0.33	0.50	0.55
Максимум	1.04	1.23	1.19	1.67	3.21	1.35	1.38	1.84	2.28	4.13	1.37
<i>n</i>	146										

Так, для мелкозернистых алевролитов и аргиллитов старопечнинской свиты значение отношения $SiO_{2\text{образец}}/SiO_{2\text{PAAS}}$ варьирует от 0.90 до 1.13 при медианной величине 0.96 ± 0.06 (табл. 5). Для алевроаргиллитов и мелкозернистых глинистых алевролитов перевалокской свиты медианное значение этого же параметра составляет 0.97 ± 0.01 (минимальное значение 0.95, максимальное – 0.99) (табл. 6). Аргиллиты и мелкозернистые алевролиты чернокаменной свиты характеризуются таким же, как и породы перевалокской свиты, медианным значением $SiO_{2\text{образец}}/SiO_{2\text{PAAS}}$ при несколько большей величине стандартного отклонения. Минимальное содержание оксида кремния в породах чернокаменной свиты составляет $0.81 \times PAAS$, максимальное – $1.04 \times PAAS$ (табл. 7). Содержание SiO₂ в алевроаргиллитах усть-сылвицкой свиты почти такое же, как и в PAAS.

Содержания MnO в тонкозернистых породах сылвицкой серии изменяются в пределах от $0.18 \times PAAS$ до $4.33 \times PAAS$ (рис. 44), причем как мини-

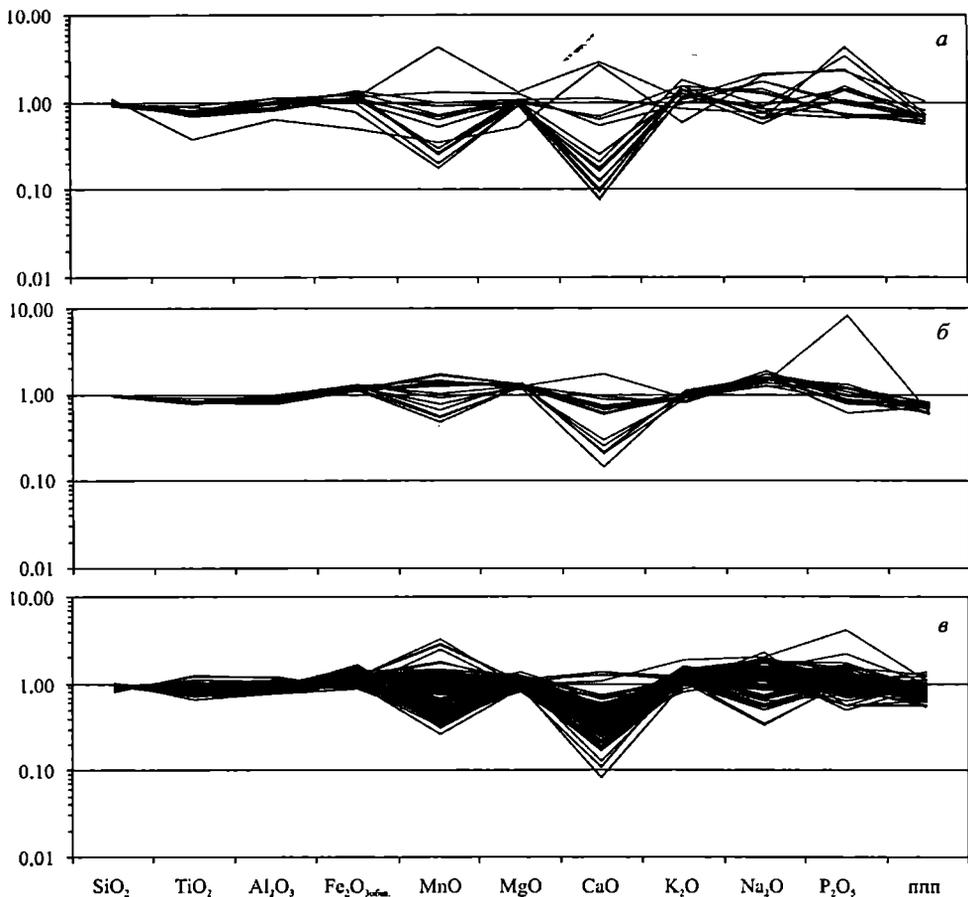


Рис. 44. Нормированные на PAAS содержания основных петрогенных оксидов в тонкозернистых алюмосиликокластических породах сыльвицкой серии:
a – старопечнинская свита; *б* – перевалокская свита; *в* – чернокаменная свита

мальное, так и максимальное значения из этого ряда принадлежат аргиллитам и мелкозернистым алевролитам старопечнинской свиты. Достаточно велики колебания и для содержания MnO относительно PAAS в тонкообломочных породах чернокаменной свиты (минимальное значение 0.26, максимальное – 3.21). Максимальное значение отношения $MnO_{\text{образец}}/MnO_{\text{PAAS}}$ для алевроаргиллитов и мелкозернистых глинистых алевролитов перевалокской свиты составляет 1.74, минимальное – 0.48. Величина этого же отношения в алевроаргиллитах усть-сылвицкого уровня равна 0.29. В целом, содержания оксида марганца в тонкозернистых алюмосиликокластических породах сыльвицкой серии несколько меньше, чем в среднем постархейском австралийском глинистом сланце.

Содержания MgO в тонкозернистых породах старопечнинской, чернокаменной и усть-сылвицкой свит и в PAAS достаточно близки между собой, и только алевроаргиллиты и мелкозернистые глинистые алевролиты перевалокской свиты имеют медианное значение $MgO_{\text{образец}}/MgO_{\text{PAAS}} 1.27 \pm 0.41$.

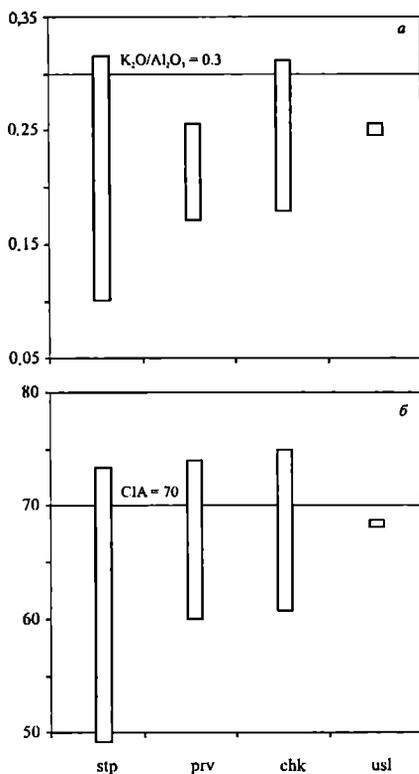


Рис. 45. Вариации значений K_2O/Al_2O_3 (а) и химического индекса изменения (б) в тонкозернистых терригенных образованиях сыльвицкой серии.

Свиты: stp – старопечнинская; prv – перевалокская; chk – чернокаменная; usl – усть-сылвицкая

Оксид кальция в подавляющем большинстве исследованных авторами проб содержится в существенно меньших количествах по сравнению с PAAS. Так, медианное содержание его в аргиллитах и мелкозернистых алевролитах старопечнинской свиты составляет 0.19 ± 0.89 , в аналогичных по гранулометрическому составу породах чернокаменной свиты этот показатель равен 0.38 ± 0.20 , и только в породах перевалокской свиты он поднимается до 0.67 ± 0.37 . По содержанию CaO породы старопечнинской и перевалокской свит можно условно разделить на две группы (для одной из них характерны весьма низкие, на уровне $(0.15-0.30) \times PAAS$ содержания CaO, тогда как во второй содержания оксида кальция выше – $(0.55-3.00) \times PAAS$, а породы чернокаменной свиты, при тех же минимальных и максимальных содержа-

ниях оксида кальция, характеризуются непрерывным спектром содержания CaO от 0.10 до $1.00 \times PAAS$, хотя в отдельных образцах содержание оксида кальция несколько выше, чем в PAAS. Для алевроаргиллитов усть-сылвицкой свиты величина $CaO_{\text{образец}}/CaO_{PAAS}$ составляет 0.19 .

Содержание оксида калия в рассматриваемых нами осадочных образованиях достаточно близко к PAAS. Так, медианное значение $K_2O_{\text{образец}}/K_2O_{PAAS}$ для глинистых сланцев и алевроаргиллитов чернокаменной свиты составляет 1.13 ± 0.15 . Несколько выше этот параметр в алевроаргиллитах усть-сылвицкой свиты (1.19). Минимальное значение $K_2O_{\text{образец}}/K_2O_{PAAS}$ равно 0.59 и наблюдается в отдельных образцах глинистых сланцев старопечнинской свиты, максимальное (1.84) – характерно для тонкозернистых обломочных образований чернокаменной свиты.

Величина отношения K_2O/Al_2O_3 в целом для тонкозернистых пород сыльвицкой серии меняется в достаточно широких пределах (рис. 45, а), однако только в нескольких образцах аргиллитов и алевроаргиллитов старопечнинской и чернокаменной свит значение этого параметра превышает пороговое значение (0.30), используемое для разграничения литогенных и петрогенных образований (Cox, Lowe, 1995; Cox et al., 1995). Следовательно, подавляющая часть тонкозернистых алюмосиликокластических пород в разрезе сыльвицкой серии имеет в своем составе существенную или преобладающую долю рециклированной (переотложенной) кластики.

Содержание Na_2O в подавляющем большинстве алевроаргиллитов и мелкозернистых глинистых алевролитов перевалокской и усть-сылвицкой свит выше, чем в РААС: медианные величины $\text{Na}_2\text{O}_{\text{образец}}/\text{Na}_2\text{O}_{\text{РААС}}$ составляют соответственно 1.58 ± 0.18 и 1.58 ± 0.28 . В породах старопечнинской и чернокаменной свит оксид натрия содержится как в большем, так и в меньшем, чем в РААС, количестве.

По медианному содержанию оксида фосфора аргиллиты и алевроаргиллиты сылвицкой серии достаточно отчетливо дифференцированы на две группы. К первой из них принадлежат тонкозернистые образования старопечнинской и перевалокской свит, для которых медианные значения отношений $\text{P}_2\text{O}_{5\text{образец}}/\text{P}_2\text{O}_{5\text{РААС}}$ составляют, соответственно, 1.05 ± 1.88 и 1.07 ± 1.77 . Для алевроглинистых пород старопечнинской свиты максимальное содержание оксида фосфора составляет $4.33 \times \text{РААС}$, а для алевроаргиллитов и мелкозернистых глинистых алевролитов перевалокской свиты оно еще выше и достигает значения $8.25 \times \text{РААС}$. И хотя максимальное содержание оксида фосфора в одной из проб из чернокаменной свиты также весьма значительно ($4.13 \times \text{РААС}$), медианное содержание P_2O_5 в целом для выборки из 152 образцов составляет $(0.82 \pm 0.14) \times \text{РААС}$. Примерно такое же медианное значение величины $\text{P}_2\text{O}_{5\text{образец}}/\text{P}_2\text{O}_{5\text{РААС}}$ характерно и для аргиллитов усть-сылвицкой свиты (0.90 ± 0.10).

В табл. 8–12 приведены медианные содержания и величины стандартных отклонений, а также среднеарифметические, минимальные и максимальные содержания основных породообразующих оксидов для тонкозернистых пород вилухинской, синекаменной, коноваловской, крутинской и кобылоостровской подсвит чернокаменной свиты. Для шурышской и черемуховской подсвит литогеохимическая информация не приводится, так как первая из них в авторской коллекции представлена всего несколькими образцами, а для второй тонкозернистые породы нехарактерны.

На диаграмме НКМ–ФМ точки составов алевроаргиллитов пяти подсвит чернокаменной свиты образуют вытянутую параллельно оси X область со средними значениями ФМ 0.16–0.19 (рис. 46, а). Значения модуля нормированной щелочности при этом составляют 0.26–0.38. Таким образом, фигуративные точки составов алевроаргиллитов всех подсвит чернокаменной свиты локализованы в поле V с небольшим перекрытием поля IV, что указывает на достаточно стандартный состав тонкозернистых пород, преимущественно гидрослюдистый с примесью хлорита и монтмориллонита.

На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – ГМ поля фигуративных точек составов тонкозернистых пород различных подсвит чернокаменной свиты занимают различное положение (рис. 46, б). Так, поле составов аргиллитов и мелкозернистых алевролитов вилухинской подсвиты расположено в области значений ГМ, типичных для нормо- и супергидролизатов, при этом два образца имеют величину ГМ > 0.55 и принадлежат гипергидролизатам; сумма оксидов натрия и калия варьирует от 5.0 до 9.0%. Синекаменная подсвита объединяет преимущественно нормогидролизаты и в меньшей степени гипо- и супергидролизаты; пределы изменения суммы оксидов натрия и калия

Таблица 8

Медианные, средние, минимальные и максимальные содержания основных породообразующих оксидов в тонкозернистых алюмосиликокластических породах вилухинской подсвиты чернокаменной свиты, мас. %

Оксид	Медиана	Стандартное отклонение	Среднее арифметическое	Минимум	Максимум
SiO ₂	61.04	2.88	59.87	50.92	63.51
TiO ₂	0.87	0.12	0.88	0.71	1.23
Al ₂ O ₃	16.84	1.65	17.22	14.57	22.53
Fe ₂ O ₃ зобщ.	6.84	0.75	7.00	5.66	8.60
MnO	0.08	0.06	0.07	0.04	0.30
MgO	2.31	0.16	2.28	1.95	2.63
CaO	0.42	0.42	0.41	0.14	1.80
K ₂ O	4.29	0.63	4.42	3.46	6.81
Na ₂ O	1.68	0.37	1.68	1.10	2.42
P ₂ O ₅	0.18	0.09	0.17	0.09	0.66
Ппп	4.80	0.89	4.63	3.40	7.40
<i>n</i>	33				

Таблица 9

Медианные, средние, минимальные и максимальные содержания основных породообразующих оксидов в тонкозернистых алюмосиликокластических породах синькаменной подсвиты чернокаменной свиты, мас. %

Оксид	Медиана	Стандартное отклонение	Среднее арифметическое	Минимум	Максимум
SiO ₂	60.53	2.10	60.41	55.50	65.46
TiO ₂	0.88	0.08	0.87	0.67	1.10
Al ₂ O ₃	16.91	1.22	16.99	14.59	20.76
Fe ₂ O ₃ зобщ.	7.07	0.51	6.99	5.77	8.04
MnO	0.09	0.03	0.08	0.04	0.19
MgO	2.53	0.15	2.51	2.08	2.96
CaO	0.60	0.15	0.58	0.28	0.98
K ₂ O	4.12	0.50	4.20	3.50	5.81
Na ₂ O	1.40	0.42	1.25	0.60	2.20
P ₂ O ₅	0.17	0.03	0.17	0.13	0.27
Ппп	4.50	0.89	4.48	3.30	8.20
<i>n</i>	53				

Таблица 10

Медианные, средние, минимальные и максимальные содержания основных породообразующих оксидов в тонкозернистых алюмосиликокластических породах коноваловской подсвиты чернокаменной свиты, мас. %

Оксид	Медиана	Стандартное отклонение	Среднее арифметическое	Минимум	Максимум
SiO ₂	61.57	1.10	61.57	59.72	64.25
TiO ₂	0.90	0.05	0.91	0.81	1.08
Al ₂ O ₃	16.28	0.54	16.26	15.24	17.14
Fe ₂ O ₃ зобщ.	7.93	0.41	8.00	7.52	9.08
MnO	0.13	0.06	0.10	0.03	0.32
MgO	2.55	0.18	2.52	2.09	2.75
CaO	0.41	0.15	0.39	0.23	0.87
K ₂ O	3.79	0.32	3.75	2.99	4.27
Na ₂ O	1.15	0.41	0.93	0.40	1.85
P ₂ O ₅	0.17	0.02	0.16	0.12	0.19
Ппп	5.25	0.49	5.18	4.20	6.60
<i>n</i>	23				

Медианные, средние, минимальные и максимальные содержания основных породообразующих оксидов в тонкозернистых алюмосиликокластических породах крутихинской подсвиты чернокаменской свиты, мас. %

Оксид	Медиана	Стандартное отклонение	Среднее арифметическое	Минимум	Максимум
SiO ₂	59.82	1.72	59.66	56.33	63.07
TiO ₂	0.90	0.03	0.90	0.85	0.98
Al ₂ O ₃	17.09	0.58	17.17	16.38	18.42
Fe ₂ O ₃ общ.	8.05	1.20	8.09	6.26	10.88
MnO	0.05	0.06	0.05	0.03	0.35
MgO	2.11	0.24	2.11	1.77	2.56
CaO	0.42	0.10	0.36	0.17	0.57
K ₂ O	4.30	0.47	4.24	3.19	5.26
Na ₂ O	1.39	0.32	1.25	0.60	1.80
P ₂ O ₅	0.16	0.05	0.15	0.08	0.35
Ппп	5.40	0.56	5.40	4.30	6.70
<i>n</i>			30		

Таблица 12

Медианные, средние, минимальные и максимальные содержания основных породообразующих оксидов в тонкозернистых алюмосиликокластических породах кобылоостровской подсвиты чернокаменской свиты, мас. %

Оксид	Медиана	Стандартное отклонение	Среднее арифметическое	Минимум	Максимум
SiO ₂	61.04	2.41	61.59	59.47	65.10
TiO ₂	0.89	0.07	0.86	0.76	0.92
Al ₂ O ₃	16.70	0.84	16.37	15.18	17.02
Fe ₂ O ₃ общ.	7.52	0.62	7.42	6.66	8.16
MnO	0.06	0.07	0.07	0.06	0.20
MgO	2.28	0.22	2.22	1.94	2.46
CaO	0.38	0.05	0.38	0.33	0.44
K ₂ O	3.97	0.49	3.80	3.16	4.30
Na ₂ O	1.95	0.41	1.67	1.15	2.00
P ₂ O ₅	0.15	0.01	0.15	0.14	0.17
Ппп	4.40	0.68	4.16	3.30	4.90
<i>n</i>			4		

несколько меньше, чем в породах вилухинской подсвиты и составляют 4.5–7.0%. Аргиллиты и мелкозернистые алевролиты коноваловской подсвиты на диаграмме (Na₂O + K₂O) – ГМ попадают в область нормогидролизатов; диапазон изменения в них суммы Na₂O и K₂O наименьший среди всех подсвит чернокаменской свиты и составляет 4.0–5.5%. Тонкозернистые породы крутихинской подсвиты принадлежат нормо- и супергидролизатам, а величина Na₂O+K₂O в них изменяется от 4.7 до 6.2%. Наконец, алевроаргиллиты кобылоостровской подсвиты представлены только нормогидролизатами; сумма оксидов натрия и калия изменяется в них в весьма узких пределах – от 5.0 до 6.2%.

Тонкозернистые породы, входящие в состав различных подсвит чернокаменской свиты, не обнаруживают существенных отличий при нормировании на PAAS присущих им содержаний основных породообразующих оксидов (см. рис. 47) и характеризуются близкими между собой и сопоставимыми с PAAS содержаниями оксидов кремния, титана, алюминия,

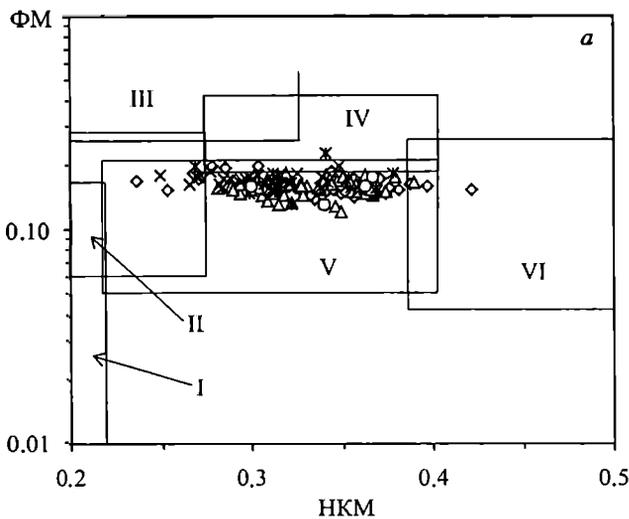
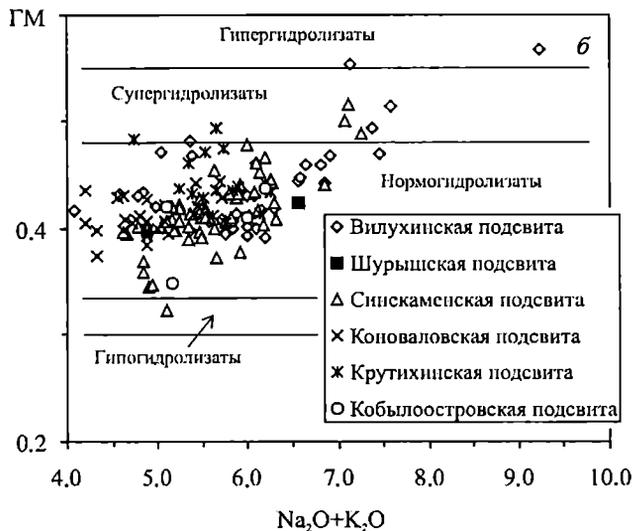


Рис. 46. Положение фигуративных точек составов алевроаргиллитов чернокаменной свиты сыльвицкой серии: а – диаграмма НКМ–ГМ, поля для диаграммы см. рис. 42; б – диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{ГМ}$ (Юдович, Кетрис, 2000)



магния и калия. Содержание оксида кальция в тонкозернистых породах вилухинской подсвиты сопоставимо с PAAS, однако выше по разрезу этот показатель заметно меньше. Содержание оксида натрия в алевроглинистых породах каждой подсвиты чернокаменной свиты варьирует относительно PAAS. Наибольший, по сравнению с PAAS, разброс содержаний оксида фосфора отмечается в тонкозернистых породах вилухинской и крутихинской подсвит, для которых $\text{P}_2\text{O}_5_{\text{медиана}}/\text{P}_2\text{O}_5_{\text{PAAS}}$ составляет соответственно 1.15 ± 0.58 и 1.01 ± 0.37 . Медианные содержания P_2O_5 в алевроаргиллитах синскаменной и коноваловской подсвит практически сопоставимы с PAAS (соответственно $1.06 \times \text{PAAS}$ и $1.03 \times \text{PAAS}$). Алевроаргиллиты кобылоостровской подсвиты отличаются от аргиллитов других подсвит чернокаменной свиты заметно меньшим содержанием оксида фосфора. Медианное содержание P_2O_5 составляет для них только $0.86 \times \text{PAAS}$.

Проведенное сопоставление химического состава тонкозернистых алюмосиликокластических пород сыльвицкой серии с PAAS показало достаточную близость обоих объектов по содержаниям SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$, MgO и K_2O . MnO и P_2O_5 в породах сыльвицкой серии присутствуют как в больших, так и в меньших количествах, чем в PAAS. Устойчивым деплетированием в подавляющем большинстве проб характеризуется оксид кальция, что можно объяснить как результат преимущественного растворения

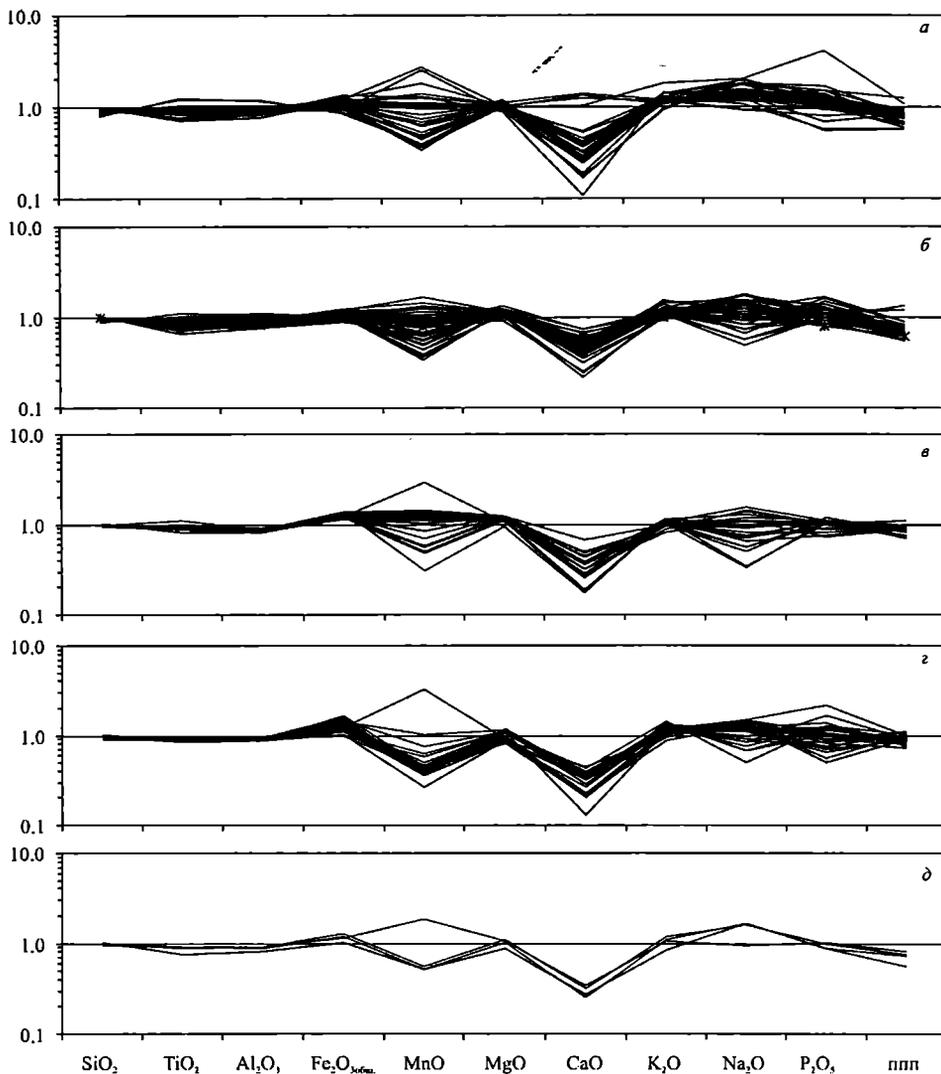


Рис. 47. Нормированные на PAAS содержания основных петрогенных оксидов в тонкозернистых терригенных породах чернокаменской свиты.

Подсветы: а – вилухинская, б – синекаемская, в – коноваловская, з – крутихинская, д – кобылоостровская

основных плагиоклазов на палеоводосборах (Passchier, Whitehead, 2006). В то же время аргиллиты и алевроаргиллиты перевалокской и усть-сылвицкой свит имеют в основном повышенные относительно PAAS содержания оксида натрия. Важно также подчеркнуть, что в разрезе сылвицкой серии тонкозернистые обломочные образования свит существенно не различаются по валовому составу, что позволяет говорить о принципиальном единстве на протяжении всего сылвицкого времени источников тонкозернистой алюмосиликоккластики и макрообстановок ее накопления в палеобассейне осадконакопления.

6.2. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

Медианные, средние, минимальные и максимальные содержания элементов-примесей в глинистых сланцах, мелкозернистых глинистых алевролитах и алевроаргиллитах старопечнинской, перевалокской и чернокаменской свит сылвицкой серии приведены в табл. 13–15.

Нормирование медианных содержаний Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cs, Ba, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Yb, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Bi, Th и U в тонкозернистых обломочных породах сылвицкой серии на их содержание в верхней континентальной коре (Rudnik, Gao, 2003) позволяет наметить геохимический облик каждой из свит и сопоставить их между собой (табл. 16). При анализе кларков концентрации (K_k) авторы, вслед за (Горошко, Гурьянов, 2007), считали, что алевроаргиллиты характеризуются слабой геохимической специализацией на тот или иной элемент при $1.50 < K_k < 2.50$. Если $2.50 < K_k < 5.00$, то специализация рассматривалась как выраженная, а при $K_k > 5.00$ – как интенсивная.

Анализ геохимической специализации аргиллитов и алевроаргиллитов старопечнинской свиты выполнен по семи случайным образом отобраным пробам (рис. 48, а). В одной из них наблюдается слабая специализация на Sc, V, Co, Zn, Ga, Rb, Nb, La, Ce, Nd, Sm, Eu и Gd. Для двух проб характерна слабая специализация на Cr. В одной пробе присутствует выраженная специализация на Ta. Трех пробам присуща слабая специализация на Bi, а в одной специализация по данному элементу интенсивная. Наконец, все семь проб имеют интенсивную (K_k от 6 до 10) специализацию на W. Для остальных элементов ни для одной из семи проанализированных проб не характерны значения $K_k > 1.5$. Содержание Sr, Ba и U во всех семи пробах не превышает кларка.

Перевалокская свита представлена пятью случайным образом отобранными пробами (рис. 48, б). Из них одна имеет слабо выраженную и еще одна – выраженную геохимическую специализацию на Sc. Слабая специализация на Cr и Ta наблюдается в двух из пяти проб. Кроме того, в одной пробе присутствует слабая специализация на Ni, Zn, Ga, Rb, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd и Yb и еще одной присуща выраженная специализация на Y и Tl. В четырех пробах наблюдается слабая специализация на Nb. Одна проба характеризуется выраженной специализацией на Mo, а в другой величина K_k составляет 8.71. Все пять проанализированных проб имеют интенсивную специализацию на W. Для трех проб характерна слабая специализация на Bi. В одной пробе присутствует интенсивная специализация на Pb, для четырех других величина $K_k < 1.5$. Содержание Sr, Ba и U во всех пробах ниже кларка.

По сравнению со старопечнинской и перевалокской свитами, тонкозернистые породы чернокаменской свиты характеризуются заметно более пестрым характером распределения элементов-примесей (рис. 48, в). Для того чтобы сопоставить примерно равные по количеству проб выборки, авторами из более чем 100 проб алевроаргиллитов чернокаменской свиты случайным образом были отобраны восемь. В двух пробах можно видеть слабую специализацию на Sc, Cs и Pb. Только одна проба обладает слабой специализацией на V, Co, Cu и Zn, в двух наблюдается слабая и еще в одной – выраженная специализация на Cr. Для одной пробы характерна выраженная специализация на Ba, в остальных семи вели-

**Медианные, средние, минимальные и максимальные содержания ряда
элементов-примесей в глинистых сланцах и мелкозернистых алевролитах
старопечнинской свиты, г/т**

Компонент	Медиана	Стандартное отклонение	Среднее арифметическое	Минимум	Максимум
Be	2.66	0.44	2.53	1.75	3.36
Sc	14.41	5.01	12.63	6.61	25.93
Ti	4740.29	751.15	4809.16	3659.02	6392.71
V	115.99	22.82	122.04	96.52	172.39
Cr	126.55	27.03	117.54	68.13	178.30
Mn	413.14	355.25	245.24	99.71	1360.50
Co	16.55	7.50	12.99	4.63	32.54
Ni	52.77	15.02	44.79	21.79	73.27
Cu	27.56	6.67	22.14	9.72	32.26
Zn	86.66	16.06	86.98	65.20	137.39
Ga	25.92	5.18	23.47	14.47	33.28
Rb	99.29	52.81	68.08	20.31	205.25
Sr	47.52	24.28	36.59	16.20	103.18
Y	13.53	9.83	10.51	2.71	31.76
Zr	176.69	34.21	170.41	125.38	241.11
Nb	17.05	4.12	17.90	12.88	25.15
Mo	0.25	0.28	0.21	0.07	1.20
Cs	4.36	0.96	4.52	3.36	6.50
Ba	492.66	188.11	415.36	164.62	828.06
La	28.17	17.35	12.83	1.98	52.86
Ce	66.91	33.37	30.83	6.16	106.32
Pr	6.90	3.92	3.30	0.54	12.15
Nd	25.31	14.15	13.01	2.30	46.28
Sm	3.95	2.47	2.65	0.73	8.23
Eu	0.88	0.48	0.55	0.20	1.68
Gd	3.24	2.05	2.30	0.78	7.59
Tb	0.46	0.29	0.35	0.11	0.98
Dy	2.81	1.57	2.24	0.73	5.68
Ho	0.55	0.33	0.46	0.15	1.18
Er	1.61	0.88	1.37	0.44	3.16
Tm	0.24	0.13	0.21	0.07	0.49
Yb	1.59	0.80	1.45	0.48	3.31
Lu	0.24	0.12	0.22	0.07	0.50
Hf	5.10	1.11	4.83	3.21	7.29
Ta	1.31	0.73	1.38	0.97	3.84
W	1.41	0.20	1.40	1.15	1.98
Tl	0.79	0.20	0.79	0.52	1.42
Pb	11.49	4.90	11.41	6.63	21.09
Bi	0.27	0.09	0.23	0.06	0.51
Th	11.11	4.25	7.92	3.00	16.18
U	2.04	0.55	2.05	1.38	3.21
<i>n</i>	18				

**Медианные, средние, минимальные и максимальные содержания ряда
элементов-примесей в глинистых сланцах и мелкозернистых алевролитах
перевалокской свиты, г/т**

Компонент	Медиана	Стандартное отклонение	Среднее арифметическое	Минимум	Максимум
Be	3.12	0.41	3.03	2.25	3.70
Sc	17.22	5.87	17.48	11.93	37.27
Ti	5296.79	605.47	5267.17	4457.66	6511.39
V	114.37	13.21	115.88	96.67	136.73
Cr	120.69	38.11	132.64	98.06	236.67
Mn	666.25	270.69	606.47	327.67	1117.95
Co	16.86	3.73	15.92	9.56	23.50
Ni	68.68	23.55	59.99	36.40	109.10
Cu	19.64	5.85	19.30	13.73	33.39
Zn	87.32	15.63	84.61	59.65	121.05
Ga	21.48	4.81	20.75	14.16	29.07
Rb	128.89	47.91	78.18	26.65	175.34
Sr	48.15	27.28	46.80	24.69	141.57
Y	29.34	13.17	20.27	6.00	56.31
Zr	218.51	43.92	192.49	132.37	278.76
Nb	20.81	1.86	20.91	18.38	25.68
Mo	0.37	2.31	0.20	0.06	9.58
Cs	4.80	0.67	4.86	3.78	6.00
Ba	361.46	77.07	356.59	265.82	499.25
La	40.36	13.54	28.37	8.21	58.35
Ce	87.23	26.32	59.51	17.97	102.03
Pr	9.69	2.96	7.25	2.39	12.98
Nd	36.57	11.26	27.65	9.19	50.09
Sm	6.78	2.55	5.13	1.55	12.56
Eu	1.28	0.69	0.92	0.24	3.35
Gd	5.75	2.48	4.14	1.02	11.80
Tb	0.87	0.36	0.63	0.17	1.67
Dy	5.00	1.90	3.93	1.32	8.96
Ho	1.07	0.39	0.83	0.30	1.75
Er	3.00	1.00	2.34	0.95	4.39
Tm	0.44	0.15	0.35	0.15	0.64
Yb	2.94	0.91	2.37	1.09	4.14
Lu	0.43	0.14	0.35	0.17	0.62
Hf	5.88	0.89	5.68	4.71	7.66
Ta	1.37	0.56	1.40	1.16	3.58
W	1.36	0.29	1.43	1.22	2.40
Tl	0.81	0.57	0.82	0.57	2.97
Pb	13.16	26.18	12.92	4.66	120.20
Bi	0.23	0.09	0.24	0.19	0.58
Th	13.30	3.49	10.70	5.92	17.42
U	2.05	0.28	2.03	1.58	2.80
<i>n</i>	17				

Медианные, средние, минимальные и максимальные содержания ряда элементов-примесей в алевроаргиллитах чернокаменной свиты, г/т

Компонент	Медиана	Стандартное отклонение	Среднее арифметическое	Минимум	Максимум
Be	3.03	0.54	2.99	2.07	4.04
Sc	18.71	5.59	16.28	2.42	43.43
Ti	5770.35	909.51	5554.88	3367.60	7884.81
V	122.30	18.36	119.58	72.98	164.00
Cr	122.69	60.39	127.27	74.52	356.36
Mn	595.55	346.45	496.92	131.58	1852.13
Co	17.49	5.64	16.91	9.22	51.09
Ni	58.16	12.01	53.65	30.78	89.67
Cu	25.03	22.48	23.68	8.68	169.97
Zn	84.95	15.23	82.62	47.52	155.25
Ga	21.15	5.45	20.92	13.28	36.60
Rb	155.80	208.20	108.33	14.39	1660.48
Sr	76.38	23.29	58.07	8.43	148.83
Y	36.18	11.36	24.66	3.52	58.06
Zr	221.66	50.76	211.03	112.33	430.65
Nb	22.57	3.83	22.02	13.06	34.57
Mo	0.28	0.35	0.24	0.04	2.27
Cs	6.36	2.13	2.06	0.20	10.76
Ba	399.17	266.21	348.77	37.38	2898.78
La	47.48	16.28	32.92	3.27	75.09
Ce	103.38	29.96	71.30	4.94	148.61
Pr	12.02	3.68	8.11	0.83	17.43
Nd	43.78	13.30	30.81	3.46	62.25
Sm	8.12	2.46	6.01	0.94	11.79
Eu	1.52	0.47	1.19	0.18	2.54
Gd	6.99	2.16	5.24	0.90	10.61
Tb	1.05	0.31	0.78	0.15	1.61
Dy	6.12	1.75	4.61	0.75	9.06
Ho	1.28	0.36	0.96	0.17	1.78
Er	3.52	0.97	2.65	0.48	4.66
Tm	0.51	0.14	0.39	0.06	0.70
Yb	3.26	0.85	2.59	0.45	4.43
Lu	0.50	0.13	0.40	0.07	0.70
Hf	5.92	1.22	5.84	3.75	10.19
Ta	1.50	0.56	1.32	0.47	4.32
W	1.35	0.40	0.99	0.33	2.11
Tl	0.88	0.31	0.89	0.55	2.87
Pb	12.27	8.00	10.14	1.49	48.67
Bi	0.27	0.08	0.26	0.08	0.58
Th	15.98	4.84	10.21	0.87	22.56
U	2.22	0.77	1.92	0.33	7.54
<i>n</i>	113				

Медианные содержания ряда элементов-примесей в тонкозернистых ородах различных литостратиграфических подразделений сylvицкой серии в сравнении с PAAS

Компонент	Старопечнинская		Переваловская		Чернокаменская	
	Медиана	Стандартное отклонение	Медиана	Стандартное отклонение	Медиана	Стандартное отклонение
Sc	0.92	0.45	1.45	0.71	1.42	0.40
V	1.22	0.27	1.31	0.10	1.23	0.19
Cr	1.43	0.26	1.31	0.32	1.24	0.59
Co	0.74	0.47	0.93	0.19	0.97	0.55
Ni	1.15	0.22	1.14	0.53	1.04	0.24
Cu	1.04	0.06	0.81	0.26	1.18	0.87
Zn	1.34	0.33	1.33	0.32	1.25	0.24
Ga	1.54	0.17	1.39	0.24	1.52	0.27
Rb	0.97	0.63	1.09	0.61	1.89	4.72
Sr	0.15	0.08	0.17	0.13	0.25	0.12
Y	0.47	0.38	1.31	0.92	1.54	0.31
Zr	0.89	0.15	1.15	0.29	1.08	0.19
Nb	1.33	0.26	1.72	0.13	1.96	0.33
Mo	0.19	0.12	0.34	3.71	0.26	0.30
Cs	0.85	0.16	0.95	0.12	1.42	0.20
Ba	0.92	0.37	0.58	0.11	0.71	1.42
La	0.55	0.57	1.08	0.53	1.65	0.43
Ce	0.68	0.53	1.13	0.51	1.64	0.42
Nd	0.57	0.54	1.15	0.56	1.65	0.32
Sm	0.47	0.54	1.25	0.88	1.69	0.30
Eu	0.36	0.58	1.12	1.20	1.54	0.34
Gd	0.41	0.59	1.28	1.02	1.71	0.35
Yb	0.71	0.33	1.36	0.56	1.59	0.27
Hf	0.91	0.20	1.12	0.17	1.05	0.18
Ta	1.32	0.91	1.53	0.23	1.49	0.71
W	7.02	1.39	6.80	1.02	6.03	1.90
Tl	0.81	0.09	0.81	1.14	0.98	0.22
Pb	0.70	0.29	0.62	2.88	0.85	0.71
Bi	1.56	0.68	1.64	0.31	1.90	0.47
Th	0.76	0.40	1.00	0.32	1.50	0.34
U	0.93	0.19	0.75	0.17	0.75	0.12

чина $K_k < 1.5$. Четыре пробы обладают слабой геохимической специализацией на Ga, La, Ce, Yb и Th. Пять проб имеют слабую специализацию на Rb, еще в одной величина K_k достигает значения 15.06 (!), и только в двух – $K_k < 1.5$. Пять проб характеризуются слабой геохимической специализацией на Y, Nd и Eu. Шесть проб слабо специализированы на Sm, Gd и Bi, семь – слабо специализированы на Nb. Только одна проба имеет выраженную специализацию на Ta, в семи остальных величина кларка концентрации меньше 1.5. Наконец, одна проба демонстрирует слабую, еще одна – выраженную, а остальные шесть – интенсивную ($5.44 < K_k < 7.37$) геохимическую специализацию на W. Содержания Sr и U во всех восьми пробах тонкозернистых пород чернокаменской свиты не превышают кларка для верхней континентальной коры.

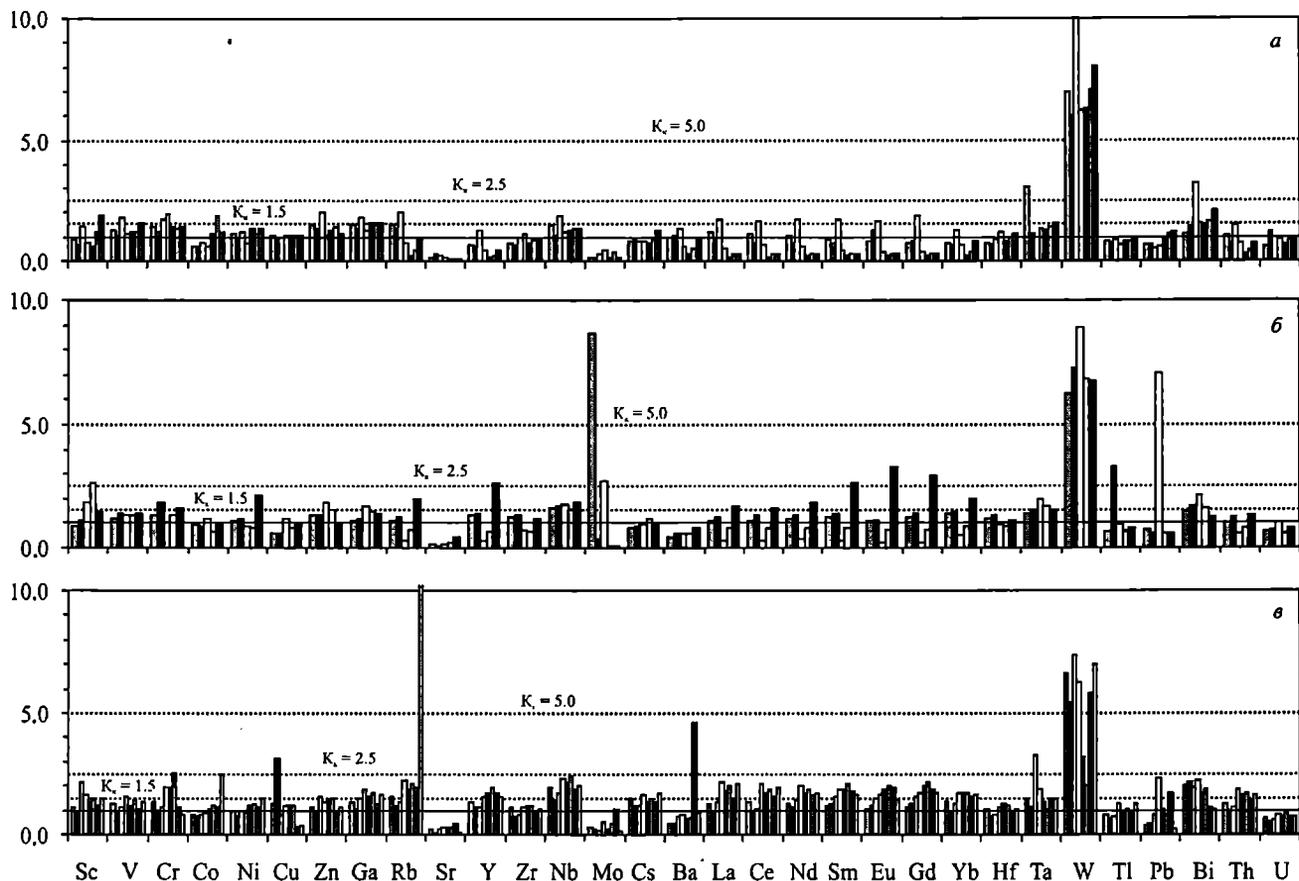


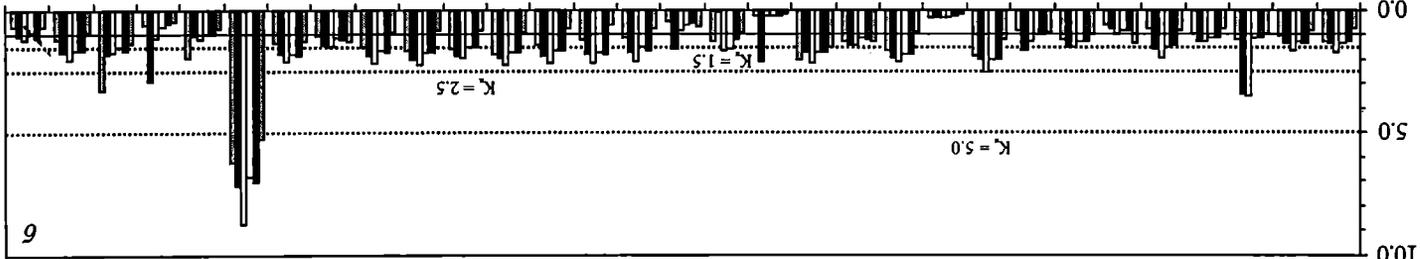
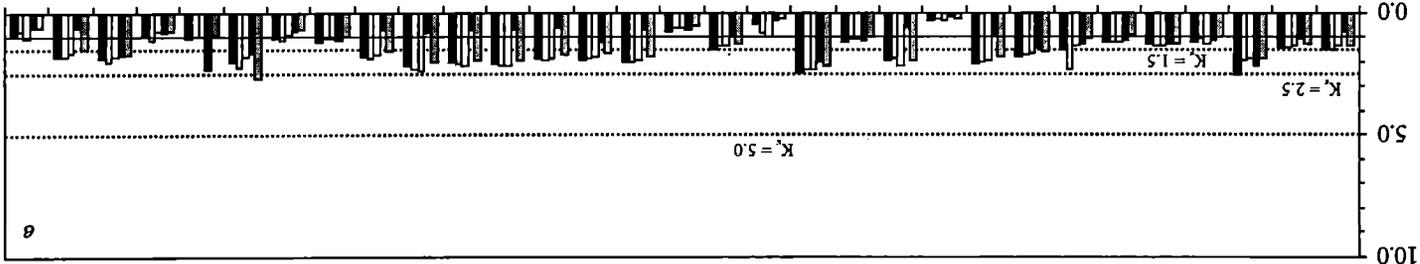
Рис. 48. Нормированные на содержание в верхней континентальной коре (Rudnik, Gao, 2003) содержания ряда элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах сывлицкой серии. Число столбиков для каждого элемента отвечает числу использованных при данной процедуре образцов.
Свиты: *a* – старопечническая, *б* – перевалокская, *в* – чернокаменная

Сопоставляя приведенные выше данные, можно отметить, что тонкозернистые алюмосиликокластические породы чернокаменной свиты отличаются от аналогичных по гранулометрической структуре пород перевалокской и старопечнинской свит несколько более высокими содержаниями Cr, Rb, Y, Nb, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Yb и Th (весьма высокие содержания W во всех исследованных пробах авторы склонны рассматривать как артефакт). Для аргиллитов и мелкозернистых алевролитов перевалокской свиты присущи относительно более высокие содержания Sc и Mo. В остальном породы всех трех свит сыльвицкой серии характеризуются близкими содержаниями и особенностями распределения таких элементов, как Zn, Ga, Ta, Bi, и исключительно низкими содержаниями Sr, а большинство не названных выше элементов-примесей характеризуются содержаниями, типичными для верхней континентальной коры (Rudnik, Gao, 2003).

Обратимся теперь к рассмотрению некоторых геохимических особенностей тонкозернистых пород различных подсвит чернокаменной свиты.

Алевроаргиллиты вилухинской подсвиты охарактеризованы случайной выборкой из пяти проб (рис. 49, а). Вариации медианных содержаний и величины стандартных отклонений относительно содержаний соответствующих элементов-примесей в верхней континентальной коре (Rudnik, Gao, 2003) показаны в табл. 17. В трех пробах наблюдается слабая геохимическая специализация на Sc и Bi. Содержания Cr, Co, Ga, Cs, La, Ce, Pb и Th в одной пробе можно рассматривать как слабую специализацию. Содержание Cu в трех пробах ниже кларка, в одной концентрации предполагает слабую геохимическую специализацию и еще в одной величина K_d равна 4.81. Для одной пробы наблюдается интенсивная и еще для одной – слабая специализация на рубидий. Содержание Y в одной пробе соответствует слабой геохимической специализации, еще в одной – выраженной. Все пять проб слабо специализированы на Nb. Содержание Ba в четырех пробах ниже кларка, еще в одной наблюдается выраженная геохимическая специализация на этот элемент. Для Nd и Yb в двух пробах характерна слабая специализация. В трех пробах содержания Sm, Eu и Gd ниже, чем в верхней континентальной коре, в двух – наблюдается слабая геохимическая специализация на перечисленные элементы. Две пробы обнаруживают слабую специализацию на Ta, еще в двух – специализация выраженная. Наконец, содержания Sr во всех пяти пробах ниже, чем в верхней континентальной коре.

Алевроаргиллиты и аргиллиты синемакской подсвиты представлены шестью пробами (рис. 49, б). Для одной из них характерна слабая геохимическая специализация на Sc, V, Ga и Tl. Выраженная геохимическая специализация на Cr наблюдается в двух пробах. Также в двух пробах наблюдается слабая геохимическая специализация на Ni и Cs. Пять проб обнаруживают слабую специализацию на Rb, Y, Sm и Gd. Все шесть проб имеют слабую специализацию на Nb. Содержание Mo и Ba в пяти пробах не превышает кларка, тогда как еще в одной кларки концентрации указанных элементов составляют 2.06–1.56. Кларк концентрации La варьирует в трех пробах от 1.60 до 2.06, в трех других пробах он ниже 1.50. Четыре пробы характеризуются слабой специализацией на Ce, Nd, Eu, Yb, Ta и Th. На Bi геохимически слабо специализированы три пробы, еще в одной – наблюдается выражен-



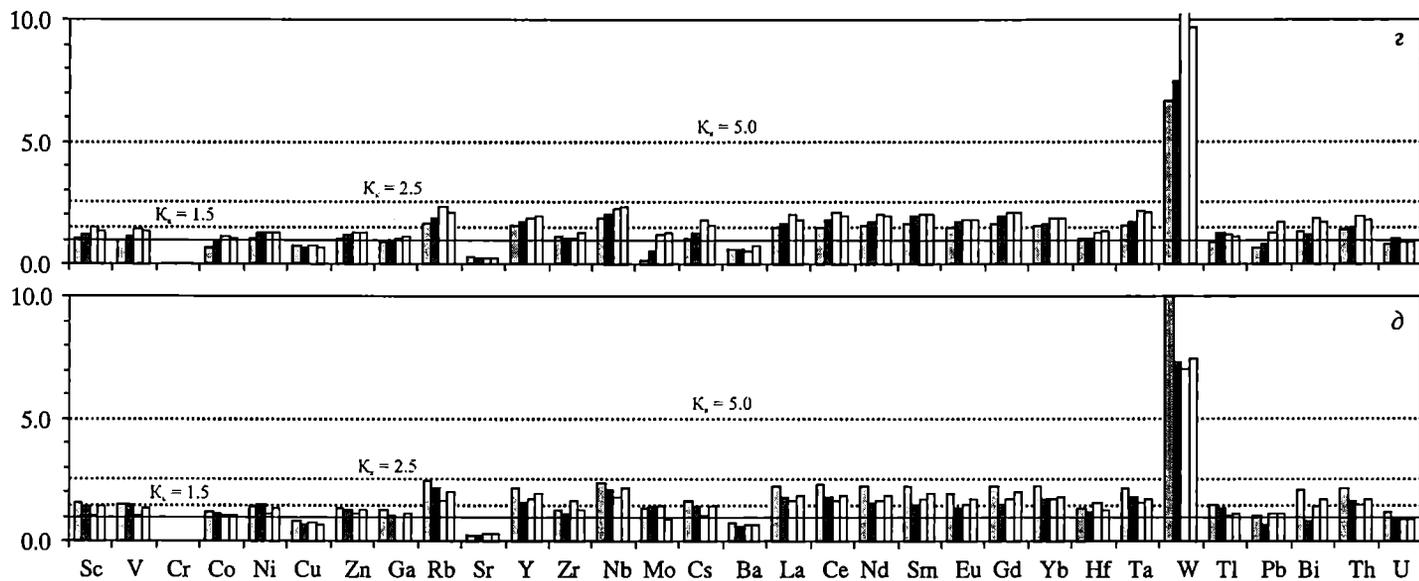


Рис. 49. Нормированные на содержание в верхней континентальной коре (Rudnik, Gao, 2003) содержания ряда элементов-примесей в алевроаргиллитах чернокаменной свиты.

Подсвиты: а – вилухинская, б – синекаменная, в – коноваловская, г – крутихинская, д – кобылоостровская

**Медианные содержания ряда элементов-примесей в тонкозернистых
алюмосиликокластических образованиях различных литостратиграфических
подразделений чернокаменной свиты в сопоставлении с содержаниями их в верхней
континентальной коре по (Rundik, Gao, 2003)**

Компо- нент	Вилухинская		Синекаменская		Коноваловская		Крутихинская		Кобылоостровская	
	Медиана	Стандарт- ное откло- нение	Медиана	Стандарт- ное откло- нение	Медиана	Стандарт- ное откло- нение	Медиана	Стандарт- ное откло- нение	Медиана	Стандарт- ное откло- нение
Sc	1.73	0.59	1.30	0.30	1.37	0.31	1.29	0.18	1.43	0.20
V	1.11	0.18	1.30	0.27	1.30	0.15	1.22	0.19	1.40	0.20
Cr	1.23	0.21	1.13	1.24	1.91	0.28	–	–	–	–
Co	1.15	0.48	1.10	0.21	1.09	0.13	1.00	0.20	1.06	0.08
Ni	1.03	0.28	1.45	0.45	1.29	0.06	1.25	0.10	1.39	0.17
Rb	1.48	4.66	1.99	0.43	1.90	0.46	1.95	0.27	2.05	0.31
Sr	0.21	0.14	0.27	0.05	0.24	0.06	0.26	0.03	0.25	0.02
Y	1.16	0.80	1.77	0.41	1.91	0.64	1.79	0.16	1.81	0.26
Zr	0.99	0.20	1.28	0.11	1.07	0.09	1.07	0.11	1.26	0.22
Nb	1.85	0.26	1.72	0.25	2.31	0.18	2.10	0.19	2.10	0.23
Mo	0.27	0.36	0.24	0.75	0.44	0.31	0.83	0.53	1.39	0.24
Ba	0.69	1.84	0.66	0.40	0.61	0.07	0.59	0.09	0.67	0.08
La	1.28	0.75	1.54	0.46	1.95	0.58	1.72	0.23	1.79	0.25
Ce	1.12	0.65	1.74	0.57	1.78	0.30	1.82	0.24	1.81	0.26
Nd	1.44	0.65	1.63	0.49	1.83	0.57	1.82	0.21	1.72	0.30
Sm	1.70	0.76	1.76	0.44	2.07	0.62	1.95	0.18	1.83	0.34
Eu	1.62	0.77	1.52	0.41	2.01	0.61	1.74	0.17	1.60	0.26
Gd	1.74	0.80	1.72	0.47	2.18	0.64	2.01	0.20	1.88	0.33
Yb	1.22	0.44	1.67	0.40	1.74	0.48	1.73	0.16	1.74	0.24
Hf	0.97	0.17	1.25	0.15	1.06	0.08	1.15	0.14	1.29	0.18
Ta	1.82	0.93	1.77	0.33	0.88	0.18	1.86	0.30	1.75	0.25
Pb	0.75	0.57	0.61	0.93	0.80	0.17	1.03	0.47	1.06	0.21
Bi	1.90	0.54	1.64	0.72	1.77	0.12	1.51	0.31	1.57	0.54
Th	1.09	0.53	1.63	0.39	1.66	0.50	1.66	0.24	1.67	0.29
U	0.74	0.27	0.96	0.22	0.75	0.19	0.88	0.10	0.91	0.16

ная геохимическая специализация на этот элемент. В пяти пробах содержание Cu, а во всех шести – Sr не превышает кларка.

Коноваловская подсвита охарактеризована пятью пробами алевроаргиллитов (рис. 49, в). Одна из них имеет слабую геохимическую специализацию на Sc, Zr и Ti. В четырех пробах наблюдается слабая, еще в одной – выраженная специализация на Cr. Также в четырех пробах наблюдается слабая специализация на Ga, Rb, Y, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd и Yb. Все пять проб имеют слабую геохимическую специализацию на Nb и Bi. Три пробы обнаруживают слабую специализацию на Th. Содержание Pb и U в четырех пробах, а Sr, Mo и Ba – во всех пяти пробах не превышает кларка.

Крутихинская подсвита представлена четырьмя пробами тонкозернистых пород (рис. 49, г). Во всех пробах наблюдается слабая геохимическая специализация на Rb, Y, Nb, Nd, Sm, Gd, Yb и Ta. В двух из них есть слабая специализация на Cs и Bi. В трех пробах присутствует слабая геохимичес-

**Медианные, минимальные и максимальные содержания ряда элементов-примесей
сыльвицкой серии**

Содержание оксида	Rb	Cs	Ba	Sr	Th	U	Sc	Cr	Co	Ni	V	Cu
Старопечнинская												
Медиана	0.62	0.29	0.76	0.24	0.76	0.66	0.90	1.15	0.72	0.96	0.77	0.55
Стандартное отклонение	0.33	0.06	0.29	0.12	0.29	0.18	0.31	0.25	0.33	0.27	0.15	0.13
Минимум	0.13	0.22	0.25	0.08	0.21	0.45	0.41	0.62	0.20	0.40	0.64	0.19
Максимум	1.28	0.43	1.27	0.52	1.11	1.04	1.62	1.62	1.41	1.33	1.15	0.65
Перевалокская												
Медиана	0.81	0.32	0.56	0.24	0.91	0.65	1.08	1.10	0.73	1.25	0.76	0.39
Стандартное отклонение	0.30	0.04	0.12	0.14	0.24	0.24	0.37	0.35	0.16	0.43	0.09	0.12
Минимум	0.17	0.25	0.41	0.12	0.41	0.00	0.75	0.89	0.42	0.66	0.64	0.27
Максимум	1.10	0.40	0.77	0.71	1.19	0.90	2.33	2.15	1.02	1.98	0.91	0.67
Чернокаменская												
Медиана	1.00	0.42	0.61	0.40	1.09	0.72	1.17	1.13	0.77	1.07	0.81	0.49
Стандартное отклонение	1.46	0.14	0.46	0.12	0.34	0.26	0.37	0.49	0.27	0.21	0.10	0.39
Минимум	0.09	0.01	0.06	0.04	0.06	0.11	0.15	0.68	0.43	0.56	0.55	0.17
Максимум	10.38	0.72	4.46	0.74	1.47	2.43	2.71	3.24	2.22	1.58	1.02	2.69

кая специализация на La, Ce, Eu и Th. Наконец, только одна проба характеризуется слабой специализацией на Pb. Содержание Cu, Sr и Ba во всех четырех пробах, а U – в трех пробах не превышает кларка.

Кобылоостровская подсвета так же, как и крутихинская, представлена четырьмя пробами (рис. 49, д). Только в одной из них отмечается слабая геохимическая специализация на Sc, Zr, Cs, Hf и Tl. Все пробы имеют слабую специализацию на Rb, Y, Nb, La, Ce, Nd, Yb, Ta и Th. Для трех проб характерна слабая специализация на Sm и Gd. В двух пробах присутствует слабая геохимическая специализация на Bi. Содержания Cu, Sr и Ba во всех четырех пробах, а содержание U в трех пробах не превышает кларка.

Таким образом, тонкозернистым породам вилухинской, синекаменской, коноваловской, крутихинской и кобылоостровской подсвет чернокаменской свиты присущи относительно повышенные против кларка содержания P3Э, Y и Nb, а также существенно более низкие по отношению к кларку содержания Sr и Ba. Аргиллиты и алевроаргиллиты вилухинской подсветы выделяются на фоне чернокаменской свиты относительно пониженным содержанием V, Ni, Rb и Th и повышенным Sc и Ta. Содержание Mo только в алевроаргиллитах кобылоостровской подсветы примерно равны или несколько выше кларка; на остальных опробованных авторами стратиграфических уровнях оно существенно ниже, чем в верхней континентальной коре. Тонкозернистые алюмосиликокластические породы вилухинской и коноваловской подсвет, кроме того, характеризуются несколько более высокими содержаниями Bi. В целом, тонкозернистые обломочные породы изученных

**в алевроаргиллитах различных литостратиграфических подразделений
в сопоставлении с PAAS**

Zn	Ga	Zr	Hf	Y	Nb	Mo	W	Pb	Bi	La	Ce	Gd	Yb
свита ($n = 18$)													
1.02	1.30	0.84	1.02	0.50	0.90	0.25	0.52	0.57	1.06	0.74	0.84	0.69	0.57
0.19	0.26	0.16	0.22	0.36	0.22	0.28	0.07	0.25	0.35	0.46	0.42	0.44	0.29
0.77	0.72	0.60	0.64	0.10	0.68	0.07	0.43	0.33	0.24	0.05	0.08	0.17	0.17
1.62	1.66	1.15	1.46	1.18	1.32	1.20	0.73	1.05	2.05	1.39	1.33	1.61	1.18
свита ($n = 17$)													
1.03	1.07	1.04	1.18	1.09	1.10	0.37	0.50	0.66	0.91	1.06	1.09	1.22	1.05
0.18	0.24	0.21	0.18	0.49	0.10	2.31	0.11	1.31	0.38	0.36	0.33	0.53	0.33
0.70	0.71	0.63	0.94	0.22	0.97	0.06	0.45	0.23	0.78	0.22	0.22	0.22	0.39
1.42	1.45	1.33	1.53	2.09	1.35	9.58	0.89	6.01	2.33	1.54	1.28	2.51	1.48
свита ($n = 84$)													
0.99	1.02	1.06	1.18	1.34	1.18	0.27	0.50	0.63	1.08	1.26	1.29	1.48	1.17
0.18	0.28	0.24	0.23	0.43	0.19	0.33	0.15	0.38	0.33	0.44	0.38	0.47	0.31
0.56	0.66	0.53	0.76	0.13	0.78	0.04	0.12	0.07	0.33	0.09	0.06	0.19	0.16
1.83	1.70	2.05	2.04	2.15	1.66	2.27	0.78	2.43	2.34	1.98	1.86	2.18	1.58

авторами подсчит чернокаменной серии не имеют каких-либо ярко выраженных специфических геохимических особенностей.

Нормирование содержаний элементов-примесей в аргиллитах, алевроаргиллитах и мелкозернистых алевролитах сыльвицкой серии на содержание их в PAAS выполнено для стандартных групп крупноионных литофильных, высокозарядных и некоторых редкоземельных элементов, а также переходных металлов (табл. 18; рис. 50).

Содержания крупноионных литофильных элементов (Rb, Cs, Ba, Sr, Th, U) в тонкозернистых породах сыльвицкой серии в большинстве проанализированных проб меньше, чем в PAAS. На фоне вариаций медианных значений для Cs, Sr и U отмечается рост содержания Rb снизу вверх по разрезу сыльвицкой серии, от $(0.62 \pm 0.33) \times \text{PAAS}$ в аргиллитах и мелкозернистых алевролитах старопечнинской свиты, $0.81 \pm 0.30 \times \text{PAAS}$ – в породах перевалокской свиты и до $(1.00 \pm 1.46) \times \text{PAAS}$ – в алевроаргиллитах чернокаменной свиты; содержание Rb в алевроаргиллитах усть-сыльвицкой свиты (обр. 02-Syl-35) составляет $0.69 \times \text{PAAS}$. Аналогичная тенденция характерна и для медианных содержаний Th.

В ряду переходных металлов (Sc, Cr, Co, Ni, V, Cu, Zn, Ga) медианное содержание Sc в тонкозернистых породах старопечнинской свиты составляет $0.90 \pm 0.31 \times \text{PAAS}$, а для алевроаргиллитов других трех свит сыльвицкой серии характеризуется более высокими по сравнению с PAAS значениями (1.08 ± 0.37 , 1.17 ± 0.37 и 1.24 ± 0.26). Значительные величины стандартных отклонений свидетельствуют о существенных различиях содержаний Sc в отдельных пробах. Так, минимальное содержание Sc в алевроаргиллитах и

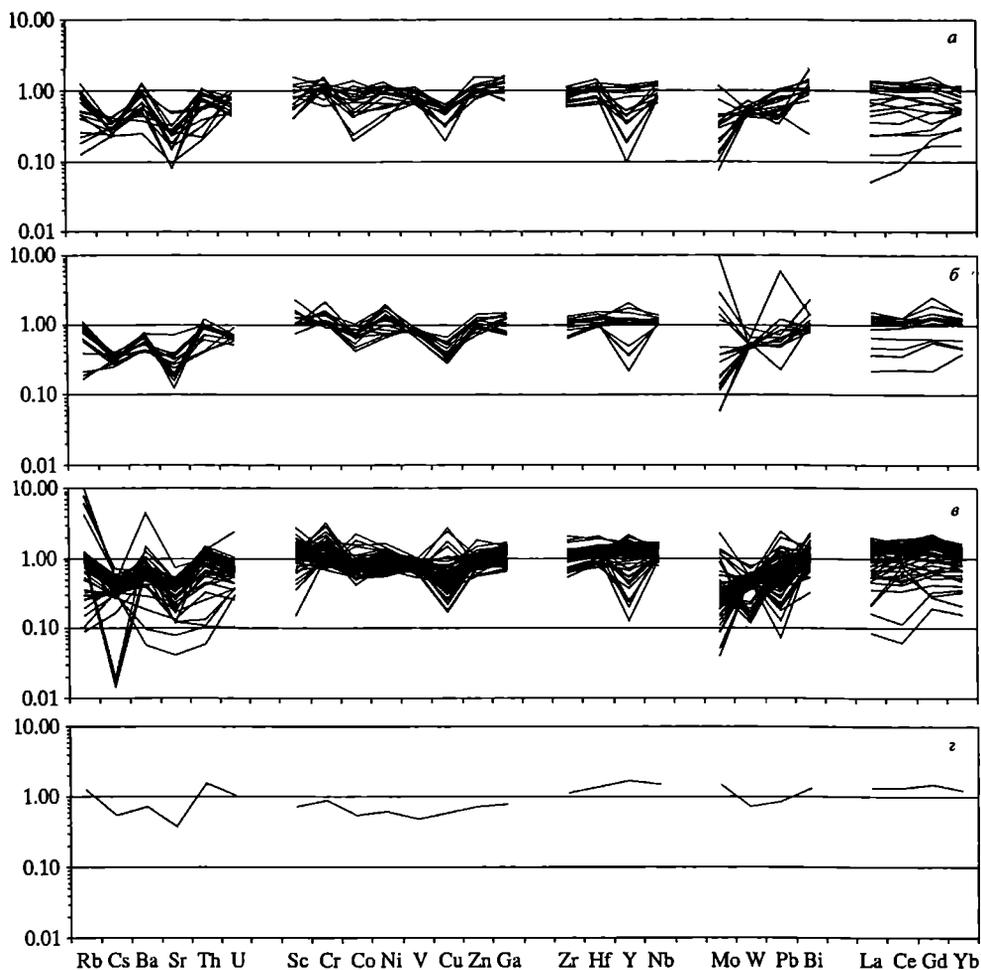


Рис. 50. Нормированные на PAAS содержания ряда элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах сыльвицкой серии.
Свиты: а – старопечнинская, б – перевалокская, в – чернокаменная, г – усть-сылвицкая

мелкозернистых алевролитах перевалокской свиты составляет $0.75 \times \text{PAAS}$, а максимальное – $2.33 \times \text{PAAS}$. Величина стандартного отклонения для Sc в аргиллитах и алевролитах чернокаменной свиты сопоставима с тонкозернистыми породами перевалокской свиты с минимальным значением $0.15 \times \text{PAAS}$ и максимальным – $2.71 \times \text{PAAS}$. Несмотря на определенные вариации, содержание Sr в тонкозернистых породах всех четырех свит сыльвицкой серии сопоставимо с PAAS, хотя следует отметить, что медианные содержания Sr для старопечнинской, перевалокской и чернокаменной свит в целом несколько выше. Близкая ситуация наблюдается и для Ni. Для Co, напротив, медианное содержание в породах всех свит достаточно похожее и составляет $0.72\text{--}0.78 \times \text{PAAS}$; при этом в отдельных образцах содержание кобальта может быть как выше, так и ниже, чем в среднем постаршейском

австралийском сланце. Похожая ситуация наблюдается и для V. Содержания Cu в тонкозернистых обломочных породах старопечнинской, перевалокской и усть-сылвицкой свит меньше, чем в PAAS, и только в нескольких пробах из чернокаменной свиты наблюдаются более высокие, чем в PAAS, содержания Cu (до $2.69 \times \text{PAAS}$). Содержания Zn и Ga в отдельных пробах алевроаргиллитов сылвицкой серии как выше, так и ниже, чем в PAAS. В вертикальном профиле характерна одинаковая тенденция к снижению медианных содержаний Zn (от $1.02 \times \text{PAAS}$ в старопечнинской свите до $0.99 \times \text{PAAS}$ – в чернокаменной) и Ga (от $1.30 \times \text{PAAS}$ в старопечнинской свите до $1.07 \times \text{PAAS}$ – в перевалокской); в тонкозернистых породах усть-сылвицкой свиты (обр. 02-Syl-35) содержание Zn составляет $0.71 \times \text{PAAS}$, а Ga – $0.78 \times \text{PAAS}$. При этом величины стандартных отклонений показывают, что только для Ga отмеченная тенденция оказывается статистически значимой.

Высокозарядные элементы (Zr, Hf, Y, Nb) в тонкозернистых аллюмосиликокластических породах сылвицкой серии присутствуют в большей части проб в концентрациях, близких к PAAS. В то же время для некоторых проб наблюдается существенный дефицит Y, доходящий иногда до $0.10 \times \text{PAAS}$. Медианное содержание Y в аргиллитах и мелкозернистых алевролитах старопечнинской свиты составляет $0.50 \pm 0.36 \times \text{PAAS}$, а для вышележащих отложений – более 1 ($1.09 \pm 0.49 \times \text{PAAS}$ для пород перевалокской свиты, $1.34 \pm 0.43 \times \text{PAAS}$ для глинистых сланцев и алевроаргиллитов чернокаменной свиты). Алевроаргиллиты усть-сылвицкой свиты (обр. 02-Syl-35) содержат около 23 г/т Y, что составляет $0.85 \times \text{PAAS}$.

Содержание ряда редкоземельных элементов (La, Ce, Gd, Yb) в тонкозернистых обломочных породах сылвицкой серии имеет достаточно стандартный вид по отношению к постархейским австралийским сланцам (см. рис. 50). В ряде проб из старопечнинской и чернокаменной свит наблюдается заметное обогащение пород тяжелыми РЗЭ, при этом другие образцы из тех же свит обнаруживают деплетирование ТРЗЭ.

Отличительными особенностями характеризуются содержания по отношению к PAAS таких элементов, как Mo, Pb и Bi (см. табл. 18). Содержание Mo в подавляющем большинстве проанализированных авторами проб меньше, чем в PAAS, что хорошо видно по медианным значениям для старопечнинской, перевалокской и чернокаменной свит. Содержание Mo в алевроаргиллитах усть-сылвицкой свиты (обр. 02-Syl-35) равно 0.21 г/т, что составляет $0.21 \times \text{PAAS}$. Медианные содержания Pb в глинистых сланцах, мелкозернистых глинистых алевролитах и алевроаргиллитах сылвицкой серии составляют примерно половину от содержания данного элемента в PAAS, хотя в ряде проб отношение $\text{Pb}_{\text{образец}}/\text{Pb}_{\text{PAAS}}$ достигает значений 2.34 (чернокаменная свита) и даже 6.01 (перевалокская свита). Висмут, напротив, в тонкозернистых обломочных породах всех свит присутствует как в больших, чем в PAAS, так и в меньших количествах. Например, для старопечнинской свиты минимальная и максимальная величины отношения $\text{Bi}_{\text{образец}}/\text{Bi}_{\text{PAAS}}$ составляют, соответственно, 0.24 и 2.05, а для чернокаменной свиты те же параметры равны 0.33 и 2.34.

Медианные содержания элементов-примесей и величины стандартных отклонений, а также среднеарифметические, минимальные и максимальные содержания различных элементов-примесей в тонкозернистых обломочных породах вилухинской, синекаменной, коноваловской, крутихинской и кобылоостровской подсвит чернокаменной свиты приведены в табл. 19–23.

**Медианное, среднее, минимальное и максимальное содержания ряда
элементов-примесей в тонкозернистых алюмосиликокластических породах
влухинской подсвиты чернокаменной свиты, г/т**

Компонент	Медиана	Стандартное отклонение	Среднее арифметическое	Минимум	Максимум
Sc	20.71	6.38	19.74	9.59	34.93
Ti	4761.86	845.76	4738.92	3800.33	6576.12
V	115.73	16.56	116.06	93.20	147.88
Cr	105.56	23.10	102.36	74.52	168.20
Mn	651.40	408.34	555.25	298.81	1852.13
Co	16.73	10.03	17.11	9.22	51.09
Ni	49.38	12.15	48.55	33.26	78.44
Cu	25.47	32.39	23.07	8.68	134.61
Zn	88.62	13.41	81.47	60.19	103.05
Ga	26.09	3.88	23.92	17.78	30.22
Rb	129.85	431.06	79.82	14.39	1660.48
Sr	53.07	26.46	46.08	23.57	148.83
Y	23.90	14.03	19.37	6.76	58.06
Zr	161.89	37.93	164.88	112.33	237.39
Nb	21.05	2.89	20.91	16.58	27.80
Mo	0.22	0.41	0.15	0.04	1.95
Cs	6.39	1.82	5.95	2.46	10.76
Ba	452.01	518.53	405.33	121.83	2898.78
La	40.49	18.30	31.50	13.44	75.09
Ce	71.53	32.18	64.86	27.89	135.38
Pr	9.87	3.37	7.85	4.07	15.07
Nd	38.23	12.27	29.78	14.35	57.14
Sm	7.03	2.51	5.39	2.80	11.57
Eu	1.41	0.50	1.08	0.51	2.29
Gd	6.04	2.40	4.46	2.01	10.27
Tb	0.85	0.33	0.65	0.29	1.39
Dy	4.99	1.75	4.01	1.90	8.00
Ho	0.98	0.37	0.82	0.38	1.72
Er	2.58	0.96	2.29	1.12	4.61
Tm	0.38	0.13	0.34	0.17	0.66
Yb	2.42	0.86	2.26	1.15	4.41
Lu	0.36	0.13	0.34	0.17	0.63
Hf	4.74	0.79	4.72	3.75	6.34
Ta	1.52	0.70	1.63	1.00	3.09
W	1.40	0.17	1.35	1.07	1.63
Tl	0.78	0.18	0.78	0.55	1.17
Pb	9.85	6.61	8.29	3.53	29.40
Bi	0.24	0.09	0.22	0.08	0.45
Th	11.53	4.18	10.49	4.75	19.45
U	1.92	1.27	1.71	0.79	7.54
<i>n</i>	24				

**Медианное, среднее, минимальное и максимальное содержания ряда
элементов-примесей в тонкозернистых алюмосиликокластических породах
синикаменской подсвиты чернокаменской свиты, г/т**

Компонент	Медиана	Стандартное отклонение	Среднее арифметическое	Минимум	Максимум
Sc	17.51	4.11	15.85	5.64	23.98
Ti	6080.46	811.67	6036.86	4154.19	7884.81
V	121.55	19.13	119.81	73.63	164.00
Cr	117.46	74.15	124.44	87.79	356.36
Mn	590.93	245.33	525.93	219.68	1202.67
Co	17.90	2.64	16.94	11.44	22.35
Ni	62.59	12.81	55.79	30.78	89.67
Cu	21.74	9.62	21.39	11.27	72.62
Zn	81.38	11.64	77.72	47.52	98.66
Ga	17.92	3.11	17.97	13.28	28.66
Rb	163.68	41.48	125.54	24.02	213.13
Sr	82.50	19.29	67.07	15.60	102.01
Y	37.47	10.27	27.05	5.46	49.28
Zr	247.35	44.31	248.99	192.50	430.65
Nb	20.68	3.38	20.82	13.06	31.52
Mo	0.27	0.32	0.28	0.16	2.27
Cs	5.98	2.54	1.12	0.20	8.11
Ba	405.91	143.56	370.15	63.95	970.47
La	47.27	14.71	32.81	6.21	65.91
Ce	105.50	27.60	81.65	9.32	148.61
Pr	12.33	3.91	8.32	1.72	17.43
Nd	43.84	13.93	31.25	6.88	62.25
Sm	8.14	2.49	6.08	1.47	11.48
Eu	1.53	0.45	1.20	0.32	2.17
Gd	7.04	2.06	5.34	1.32	9.89
Tb	1.04	0.29	0.79	0.18	1.42
Dy	6.19	1.68	4.71	1.00	8.14
Ho	1.31	0.35	1.00	0.21	1.72
Er	3.60	0.96	2.76	0.56	4.66
Tm	0.51	0.13	0.41	0.09	0.65
Yb	3.40	0.84	2.74	0.59	4.43
Lu	0.54	0.13	0.43	0.09	0.70
Hf	6.68	1.07	6.68	5.19	10.19
Ta	1.56	0.45	1.54	1.02	4.32
W	1.38	0.16	1.36	0.94	1.73
Tl	0.88	0.24	0.90	0.63	1.87
Pb	11.05	7.64	9.23	1.49	48.67
Bi	0.26	0.08	0.26	0.15	0.58
Th	16.37	4.91	9.96	1.57	21.52
U	2.47	0.60	2.02	0.33	3.31
<i>n</i>	50				

**Медианное, среднее, минимальное и максимальное содержания
ряда элементов-примесей в алевроаргиллитах коноваловской подсвиты
чернокаменной свиты, г/т**

Компонент	Медиана	Стандартное отклонение	Среднее арифметическое	Минимум	Максимум
Sc	19.81	3.49	18.75	10.75	25.19
Ti	5840.23	615.81	5845.08	4253.78	7488.90
V	127.65	17.65	125.02	83.56	160.59
Cr	180.75	27.51	179.91	124.99	246.59
Mn	871.73	353.39	640.17	197.47	1630.51
Co	18.63	4.37	18.88	14.51	35.26
Ni	59.12	9.15	58.14	42.84	86.92
Cu	33.37	10.92	34.35	25.18	82.85
Zn	97.43	16.92	96.36	70.20	155.25
Ga	29.21	3.60	28.46	20.55	36.60
Rb	162.49	28.68	154.11	78.08	207.00
Sr	80.76	13.95	79.62	42.52	110.71
Y	37.48	7.91	33.69	11.95	51.28
Zr	214.29	30.44	216.40	164.98	285.48
Nb	27.19	2.75	26.66	20.35	34.57
Mo	0.34	0.23	0.34	0.16	1.022
Cs	6.64	1.15	6.45	3.92	8.48
Ba	399.87	55.18	393.85	305.59	517.64
La	59.08	12.89	50.74	20.48	74.68
Ce	111.63	16.31	107.52	73.00	141.56
Pr	12.45	2.80	11.02	4.24	16.34
Nd	47.08	10.34	41.31	15.67	60.84
Sm	8.90	1.82	8.00	3.30	11.79
Eu	1.80	0.38	1.65	0.69	2.54
Gd	7.98	1.59	7.24	3.15	10.61
Tb	1.19	0.24	1.09	0.44	1.61
Dy	6.85	1.33	6.16	2.40	9.06
Ho	1.35	0.26	1.21	0.46	1.78
Er	3.77	0.71	3.38	1.29	4.64
Tm	0.55	0.10	0.50	0.21	0.70
Yb	3.41	0.60	3.10	1.33	4.27
Lu	0.52	0.09	0.48	0.22	0.67
Hf	5.84	0.83	5.95	4.55	7.97
Ta	0.92	0.38	0.86	0.47	1.69
W	0.48	0.26	0.49	0.33	1.24
Tl	0.90	0.26	0.92	0.64	2.053
Pb	14.80	6.01	14.60	9.20	38.86
Bi	0.29	0.04	0.30	0.21	0.40
Th	17.52	3.41	15.95	6.03	22.56
U	2.06	0.34	2.04	1.41	2.79
<i>n</i>	24				

Медианное, среднее, минимальное и максимальное содержания ряда элементов-примесей в тонкозернистых алюмосиликокластических породах крутихинской подсвиты чернокаменской свиты, г/т

Компонент	Медиана	Стандартное отклонение	Среднее арифметическое	Минимум	Максимум
Sc	18.89	3.88	16.39	10.04	21.16
Ti	5425.12	244.56	5473.64	5157.16	5818.41
V	126.12	15.85	119.06	95.37	139.24
Mn	347.56	142.31	278.94	134.05	571.61
Co	17.02	2.65	15.80	11.32	19.24
Ni	58.16	4.14	57.29	49.25	62.62
Cu	20.02	9.04	22.32	17.75	40.85
Zn	82.66	4.74	79.70	70.62	83.84
Ga	18.06	2.11	17.18	13.42	19.86
Rb	155.67	47.91	125.14	52.37	193.51
Sr	79.34	14.37	72.16	48.44	94.71
Y	34.05	7.06	31.23	18.98	39.96
Zr	201.76	17.29	205.45	192.59	243.29
Nb	23.95	1.74	24.47	22.57	27.42
Mo	0.18	0.56	0.19	0.09	1.36
Cs	7.58	1.61	6.69	4.85	8.67
Ba	351.16	83.28	324.83	187.76	468.34
La	50.26	13.49	42.80	20.34	61.63
Ce	109.79	28.54	90.77	43.13	128.55
Pr	12.22	2.87	10.50	5.43	14.06
Nd	46.44	10.31	40.55	22.46	53.21
Sm	7.89	1.53	7.68	5.00	9.46
Eu	1.45	0.28	1.47	1.03	1.81
Gd	6.66	1.37	6.67	4.42	8.37
Tb	0.97	0.19	0.99	0.68	1.24
Dy	5.87	1.11	5.80	3.98	7.23
Ho	1.26	0.21	1.21	0.85	1.49
Er	3.41	0.55	3.21	2.25	3.93
Tm	0.51	0.08	0.48	0.34	0.58
Yb	3.28	0.50	3.14	2.23	3.77
Lu	0.49	0.08	0.47	0.34	0.58
Hf	5.47	0.68	5.76	5.22	7.00
Ta	1.58	0.20	1.60	1.38	1.95
W	1.56	0.29	1.59	1.31	2.11
Tl	1.03	0.12	0.97	0.80	1.11
Pb	14.80	6.79	14.56	8.63	29.15
Bi	0.27	0.05	0.25	0.19	0.32
Th	15.93	4.56	13.92	6.55	20.05
U	2.33	0.55	2.10	1.13	2.84
<i>n</i>	7				

**Медянное, среднее, минимальное и максимальное содержания
ряда элементов-примесей в алевроаргиллитах кобылоостровской
подсвиты чернокаменской свиты, г/т**

Компонент	Медяна	Стандартное отклонение	Среднее арифметическое	Минимум	Максимум
Sc	20.01	2.81	18.77	15.03	22.34
Ti	5952.21	609.37	5835.93	5078.41	6409.54
V	135.67	18.97	125.92	100.72	139.34
Mn	434.30	534.58	519.37	411.87	1324.87
Co	18.31	1.34	18.73	17.82	21.34
Ni	65.17	7.83	61.79	51.31	65.62
Cu	19.63	1.99	19.87	18.01	20.78
Zn	82.77	7.89	81.68	72.14	88.39
Ga	18.88	2.20	19.09	17.09	23.32
Rb	171.64	26.53	168.60	139.91	198.45
Sr	79.95	7.41	80.63	74.10	89.28
Y	38.00	5.42	37.99	32.74	44.31
Zr	243.16	42.36	251.15	219.93	312.58
Nb	25.11	2.71	24.73	21.54	27.88
Mo	1.52	0.26	1.36	1.02	1.46
Cs	6.78	1.27	6.47	5.01	7.98
Ba	417.57	47.07	415.72	364.43	482.15
La	55.52	7.71	56.34	49.48	66.18
Ce	114.02	16.80	117.36	104.91	140.48
Pr	12.54	2.11	12.94	11.51	15.92
Nd	46.29	8.06	47.64	41.91	58.46
Sm	8.60	1.58	8.44	6.88	10.42
Eu	1.60	0.26	1.58	1.33	1.87
Gd	7.50	1.31	7.30	5.96	8.42
Tb	1.11	0.21	1.09	0.89	1.28
Dy	6.63	1.19	6.60	5.52	7.88
Ho	1.37	0.22	1.39	1.21	1.67
Er	3.63	0.55	3.73	3.30	4.32
Tm	0.54	0.07	0.56	0.51	0.65
Yb	3.48	0.47	3.64	3.37	4.31
Lu	0.55	0.07	0.57	0.53	0.67
Hf	6.81	0.95	6.93	6.14	8.28
Ta	1.58	0.22	1.60	1.39	1.98
W	1.47	0.27	1.55	1.39	1.96
Tl	1.10	0.18	1.11	0.96	1.41
Pb	17.98	3.48	16.00	11.64	18.74
Bi	0.25	0.09	0.21	0.13	0.32
Th	17.48	3.09	18.10	15.88	21.98
U	2.44	0.43	2.59	2.40	3.22
<i>n</i>	4				

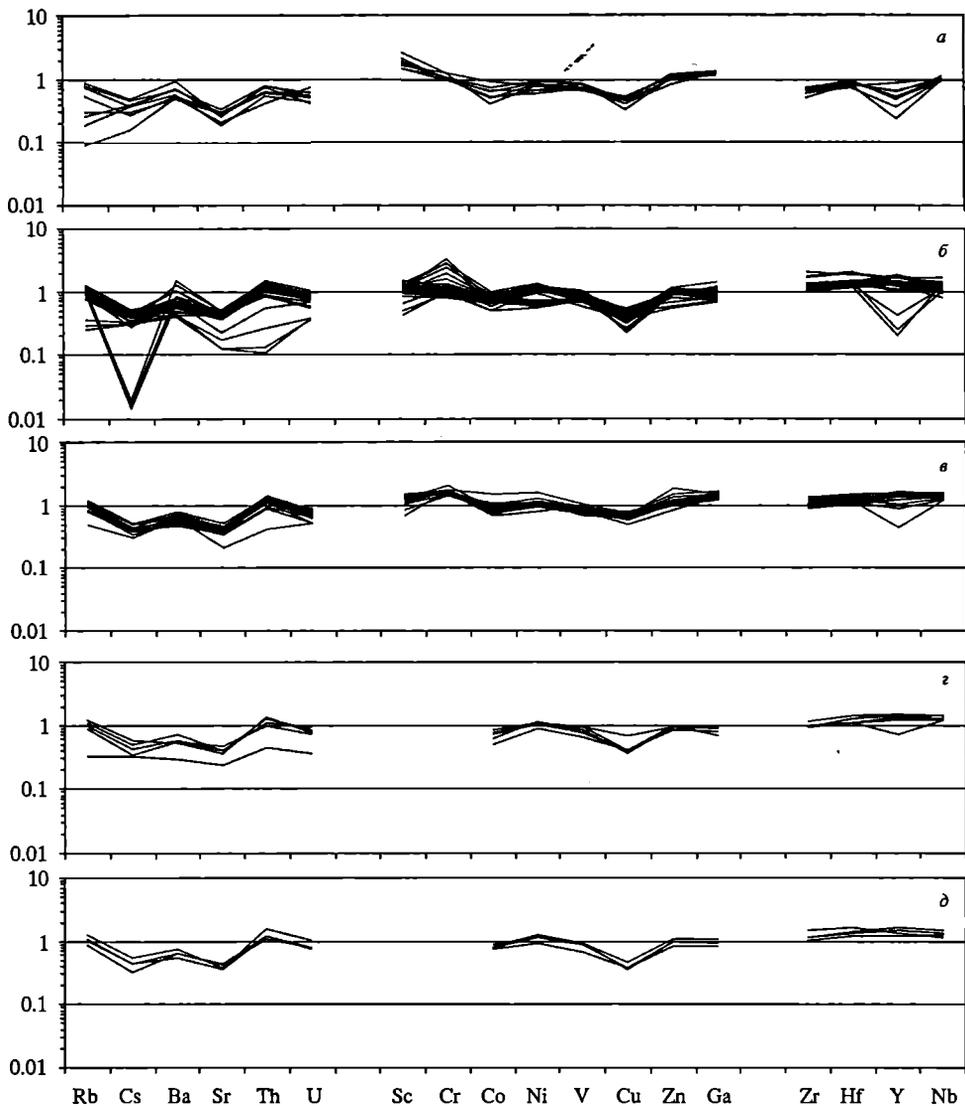


Рис. 51. Нормированные на PAAS содержания ряда элементов-примесей в тонкозернистых терригенных породах чернокаменной свиты.

Подсвиты: а – вилухинская, б – синикаменская, в – коноваловская, з – крутихинская, д – кобылоостровская

Содержание и соотношение элементов-примесей из группы крупноионных литофилов в аргиллитах и мелкозернистых алевролитах всех изученных подсвит чернокаменной свиты достаточно схожи (рис. 51). Исключением являются несколько проб из синикаменской подсвиты, которые характеризуются небольшим содержанием Cs по сравнению с PAAS. Содержание Sc в проанализированных авторами пробах тонкозернистых пород из вилухинской подсвиты характеризуется повышенным значением, тогда как в пробах из синикаменской и коноваловской подсвит имеют значения

как большие, так и меньшие по сравнению с PAAS. Повышенными по отношению к PAAS содержаниями Cr выделяются пробы алевроаргиллитов из коноваловской подсвиты чернокаменной свиты. В аналогичных по гранулометрическому составу породах синекаменной подсвиты присутствуют пробы с повышенными либо сопоставимыми с PAAS содержаниями Cr. Содержание Co, V и Cu в подавляющем большинстве проб несколько меньше, чем в PAAS. Для Ni и Zn характерен некоторый разброс минимальных и максимальных содержаний, но в целом эти элементы присутствуют в породах всех подсвит чернокаменной свиты в сопоставимых с PAAS количествах. Содержание Ga во всех проанализированных пробах из вилухинской, синекаменной и коноваловской подсвит выше, а из крутихинской и кобылоостровской подсвит – ниже или сопоставимо с PAAS.

Высокозарядные элементы, за исключением Y, имеют сходный относительно PAAS характер распределения. В тонкозернистых породах вилухинской подсвиты содержания Y стабильно ниже, чем в PAAS. Преобладающая часть проб из синекаменной подсвиты имеет уже более высокие, чем в PAAS, содержания Yттрия, но в ряде из них содержания Y сопоставимы с теми, что характерны для вилухинской подсвиты. В коноваловской подсвите только одна проба имеет содержание Y такое же, как и в породах вилухинской подсвиты, а в крутихинской и кобылоостровской подсвитах не наблюдается существенно пониженных относительно PAAS значений содержаний Y (см. рис. 51, д).

Все сказанное выше подтверждает сделанный ранее вывод о том, что тонкозернистые алюмосиликокластические образования различных подсвит чернокаменной свиты не имеют ярко выраженных геохимических особенностей, которые могли бы быть использованы для их распознавания и корреляции.

При рассмотрении же значений ряда индикаторных отношений элементов-примесей в тонкозернистых породах различных подсвит чернокаменной свиты между ними можно видеть некоторые отличия. Так, аргиллиты, алевроаргиллиты и мелкозернистые алевролиты вилухинской и коноваловской подсвит характеризуются вариациями отношения Th/Cr от ~0.03 до 0.12, что попадает в интервал значений, типичных, с одной стороны для PAAS (0.13), а с другой – для среднего архейского аргиллита (0.014) (рис. 52, а). Более широкие вариации величины отношения Th/Cr наблюдаются в аргиллитах и мелкозернистых алевролитах синекаменной и крутихинской подсвит: максимальные величины заметно превышают присущее PAAS значение, а минимальные – приближаются к значениям Th/Cr, характерным для среднего архейского аргиллита (Тейлор, МакЛеннан, 1988). Аргиллиты, алевроаргиллиты и мелкозернистые алевролиты кобылоостровской подсвиты имеют максимально высокие значения Th/Cr, примерно отвечающие среднему постархейскому австралийскому сланцу. Похожее распределение значений характерно и для отношения La/Cr в тонкозернистых породах различных подсвит чернокаменной свиты (рис. 52, б).

Величина отношения Ce/Cr в аргиллитах и алевроаргиллитах различных подсвит чернокаменной свиты варьирует в значительных пределах (рис. 53). Снизу вверх по разрезу чернокаменной свиты намечается тенденция роста величины отношения Ce/Cr, однако с учетом показателей

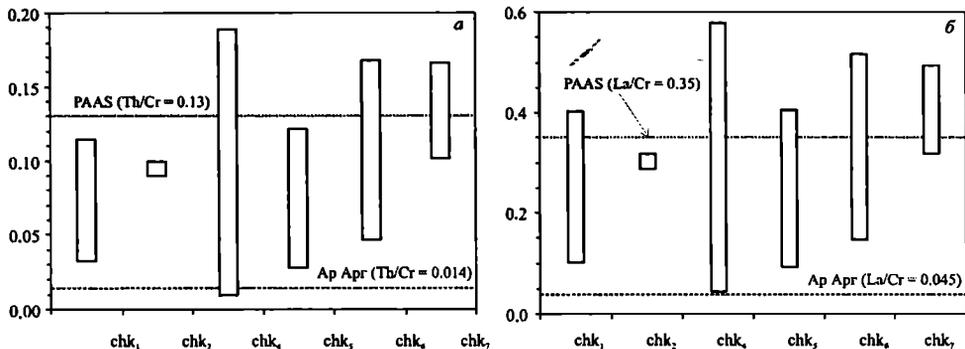


Рис. 52. Вариации значений Th/Cr (а) и La/Cr (б) в тонкозернистых терригенных образованиях чернокаменской свиты.

Значения Th/Cr и La/Cr для PAAS и среднего архейского аргиллита (Ar Apr): (Тейлор, МакЛеннан, 1988). Подсвиты: chk₁ - вилухинская; chk₂ - шурышская; chk₃ - синикаменская; chk₄ - коноваловская; chk₅ - крутихинская; chk₇ - кобылоостровская

Рис. 53. Вариации значений Ce/Cr в тонкозернистых терригенных породах чернокаменской свиты.

Значения Ce/Cr для PAAS и среднего архейского аргиллита (Ar Apr): (Тейлор, МакЛеннан, 1988). Условные обозначения см. рис. 52

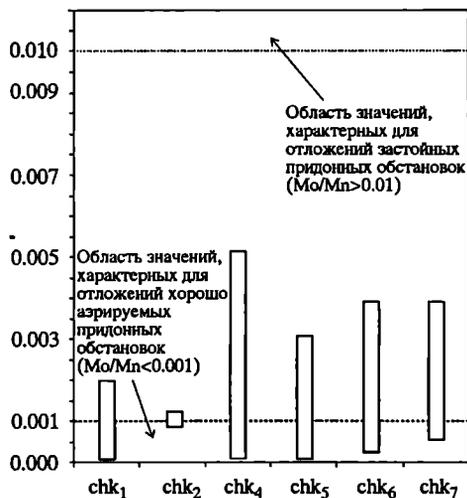
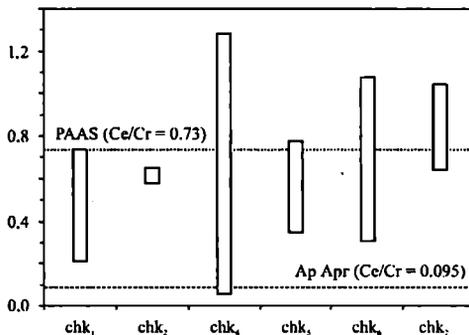


Рис. 54. Особенности изменения величины отношения Mo/Mn в тонкозернистых терригенных породах чернокаменской свиты. Условные обозначения см. рис. 52

стандартных отклонений эта тенденция статистически незначима. В аргиллитах и алевролитах синекаменской подсвиты наблюдается наибольший разброс значений Ce/Cr , среди которых минимальные сопоставимы с величиной Ce/Cr в среднем архейском аргиллите (0.095), тогда как максимальные – почти в полтора раза выше, чем в PAAS.

Значения отношения Mo/Mn в аргиллитах и мелкозернистых алевролитах различных подсвит чернокаменной свиты также варьируют в достаточно широких пределах, от менее чем 0.001 до более 0.005 (рис. 54).

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ СРЕДЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ

Данные о химическом составе и значениях ряда индикаторных отношений элементов-примесей в тонкозернистых алюмосиликокластических породах позволяют получить представление об особенностях выветривания на палеоводосборах, составе размывавшихся на них пород, а также ряде других параметров процессов осадконакопления, которые часто не могут быть получены или оценены другими методами. Ниже рассмотрены вариации различных лито- и геохимических параметров и значений индикаторных отношений элементов-примесей для опорных разрезов сылвицкой серии, дающие возможность реконструировать характер среды формирования этой осадочной последовательности.

Старопечнинская свита опробована в нескольких обнажениях по левому берегу р. Сылвицы в окрестностях скалы Четыре брата (обн. 0507), однако здесь образцами представлена только средняя ее часть и авторам не удалось получить полное представление об изменении основных литогеохимических параметров пород по всему разрезу свиты. Перевалокская свита опробована в стратотипе (обн. 0401); всего было взято 10 образцов аргиллитов и мелкозернистых алевролитов.

Тонкозернистые алюмосиликокластические образования различных подсвит чернокаменной свиты представлены в авторском банке данных 113 образцами. Вилухинская подсвита чернокаменной свиты опробована в разрезе по левому берегу р. Усьвы выше устья руч. Коневка (окрестности урочища Вилуха, обн. 0306). Здесь отобрано 17 проб аргиллитов и мелкозернистых алевролитов. Синемакская подсвита опробована в типовом разрезе на правом берегу р. Чусовой ниже по течению от дер. Нижней Ослянки (обн. 0535), количество проб 41. Коноваловская подсвита опробована в верхней части типового разреза, расположенного на р. Сылвице в северной части урочища Коноваловка (обн. 0531). Проанализированы 24 пробы, представляющие инт. 100–150 м. Крутихинская подсвита опробована в обнажении Красная Гора (обн. 0312), где представлена нижняя часть осадочной последовательности, и в районе Заячьих островов (обн. 0317), где, по представлениям авторов, вскрывается верхняя часть подсвиты. Из обнажения Красная Гора отобрано 18 проб мелкозернистых алевролитов, алевроаргиллитов и аргиллитов, из которых в 13 определены содержания основных петрогенных оксидов, а в 7 – содержания элементов-примесей. Из обнажения в районе Заячьих островов отобрано 17 образцов мелкозернистых алевролитов и аргиллитов. Кобылоостровская подсвита чернокаменной свиты была опробована в разрезе по р. Усьве выше о-ва Кобылий (обн. 0313). Подсвита представлена семью пробами, из которых для трех отсутствуют данные о содержаниях малых элементов, поэтому про-

анализированы только особенности изменения значений гидролизатного модуля, модулей Страхова и Бострёма, индекса CIA, а также отношения K_2O/Al_2O_3 . Сведения об особенностях распределения литогеохимических индикаторов в тонкозернистых алюмосиликокластических породах усть-сылвицкой свиты не приводятся, так как в единственном изученном обнажении на правом берегу р. Чусовой ниже устья р. Сылвицы (обн. 0532) нам удалось отобрать только один образец алевроаргиллитов.

7.1. ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

Реконструкции палеоклимата по литохимическим данным основаны на определении степени химической зрелости тонкой алюмосиликокластики, поступавшей с палеоводосборов в палеобассейн осадконакопления. Характер процессов выветривания в областях питания может быть оценен по значениям гидролизатного $GM = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO)/SiO_2$ и алюмокремниевому $AM = Al_2O_3/SiO_2$ модулей, а также химического индекса изменения CIA = $100 \times Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)$, химического индекса выветривания $CIW = 100 \times Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O)$ и индекса вариаций состава $IVC = (Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2)/Al_2O_3$ и др. Расчет модулей ведется непосредственно по данным валовых химических анализов, тогда как перечисленные выше индексы рассчитываются по молекулярным количествам соответствующих оксидов. Породы с более высокими значениями GM и AM рассматриваются как состоящие из компонентов, испытавших на палеоводосборах более сильное выветривание (Юдович, 1981; Юдович, Кетрис, 2000; Интерпретация..., 2001). Невыветрелые магматические породы характеризуются значениями CIA порядка 50, в сильно выветрелых образованиях величина индекса CIA может достигать ~100 (Nesbitt, Young, 1982; Visser, Young, 1990). В качестве границы между отложениями гумидного и аридного (нивального) климата обычно принимается величина CIA равная 70. Значения индекса CIW возрастают с ростом степени разложения пород на палеоводосборах: для слабо измененных базальтов и гранитов индекс CIW варьирует от 59 до 76 (Harnois, 1988), тогда как в корах выветривания по ним этот параметр достигает 94–98. Тонкозернистые алюмосиликокластические образования с высоким содержанием неглинистых силикатных минералов имеют значения IVC более 1, зрелые глинистые породы характеризуются значениями $IVC < 1$ (Cox et al., 1995). Кроме того, в качестве палеоклиматического индикатора привлекались титановый модуль (ТМ) TiO_2/Al_2O_3 [песчаные и глинистые породы, сформированные в различных фациальных и климатических обстановках, имеют различные значения ТМ (Интерпретация..., 2001)] и отношение K_2O/Al_2O_3 ; последнее, будучи показателем природы тонкой алюмосиликокластики (петрогенная или литогенная), также может рассматриваться как косвенный палеоклиматический индикатор.

7.1.1. Старопечнинская свита

Величина гидролизатного модуля в аргиллитах и алевроаргиллитах старопечнинской свиты (обн. 0507) варьирует от 0.37 до 0.52 при медианном значении 0.47. Значения индекса CIA в породах указанного гранулометри-

ческого типа меняются от 49 до 73 (медиана 69), что указывает на присутствие в их составе как достаточно зрелой (рециклированной, литогенной) тонкой алюмосиликокластики, так и материала, слабо преобразованного процессами химического выветривания на палеоводосборах. Величина отношения K_2O/Al_2O_3 в тонкозернистых породах старопечнинской свиты изменяется от 0.10 до 0.32 (значение выше 0.30 характерно только для одного из 18 проанализированных авторами образцов) при медианном значении 0.26. Это также позволяет предполагать доминирование в составе пород литогенного многократно переотложенного компонента.

7.1.2. Перевалокская свита

В нижней части изученного разреза (обн. 0401) величина ГМ в тонкозернистых породах составляет 0.42 (рис. 55, а). Близкие значения гидролизатного модуля наблюдаются еще на протяжении около 50 м, а выше, в ин-

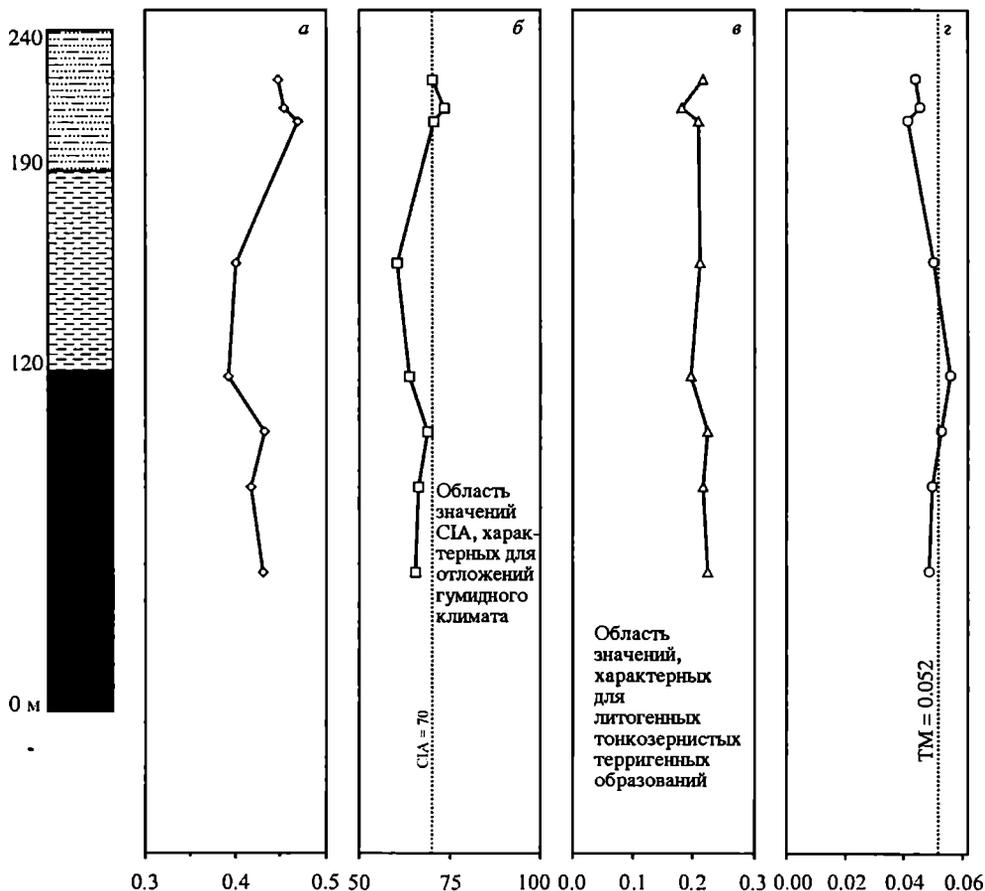


Рис. 55. Особенности изменения значений ГМ (а), CIA (б), K_2O/Al_2O_3 (в) и TiO_2/Al_2O_3 (z) в алевроаргиллитах перевалокской свиты (обн. 0401):

TM = 0.052 – величина титанового модуля в глинистых породах прибрежно-морского генезиса, сформированных в обстановках аридного климата (по: Интерпретация..., 2001).

Условные обозначения см. рис. 2

тервале мощностью около 90–100 м, значения ГМ снижаются до 0.38–0.39. В породах интервала 190–240 м значения гидролизатного модуля, напротив, возрастают до 0.45–0.47. Таким образом, в средней части перевалокской свиты в типовом разрезе присутствует несколько менее зрелая тонкая алюмосиликокластика, чем в верхней. Величина индекса CIA в аргиллитах, алевроаргиллитах и мелкозернистых алевролитах средней части перевалокской свиты (рис. 55, б) указывает на присутствие тонкого алюмосиликокластического материала, сформированного на палеоводосборах в семиаридных (семигумидных) обстановках. Отношение K_2O/Al_2O_3 в тонкозернистых породах перевалокской свиты варьирует в весьма небольших пределах (0.20–0.22) (рис. 55, в), что характерно для литогенной тонкой алюмосиликокластики (Cox, Lowe, 1995; Cox et al., 1995). Величина отношения TiO_2/Al_2O_3 изменяется от 0.040 до 0.057–0.058 (рис. 55, г), тогда как для глинистых пород мелководно-морского генезиса, накапливавшихся в условиях аридного климата, величина ГМ составляет 0.052, а для сходных по генезису образований гумидного климата она равна 0.057 (Интерпретация..., 2001).

7.1.3. Вилухинская подсвита чернокаменной свиты

В типовом разрезе (обн. 0306) величина гидролизатного модуля в глинистых сланцах и алевроаргиллитах вилухинской подсвиты варьирует от 0.35–0.36 до 0.58, медианное значение ГМ составляет 0.41 (рис. 56, а). В верхней части двух интервалов, 20.17–29.70 м и 47.24–50.24 м, в алевроаргиллитах отмечаются максимально высокие для данного разреза значения ГМ, однако в вариациях индекса CIA второй максимум не проявлен, а первом отвечает даже снижение величины CIA. Медианное значение химического индекса изменения для алевроаргиллитов вилухинской подсвиты составляет 67; снизу вверх по разрезу подсвиты значения CIA не превышают пороговое значение ($CIA = 70$), разделяющее отложения гумидного и аридного (нивального) климата (Nesbitt, Young, 1982) (рис. 56, б), что указывает на формирование тонкой алюмосиликокластики в обстановках семиаридного (семигумидного) климата. Для ГМ можно видеть некоторое уменьшение значений вверх по разрезу. Отношение K_2O/Al_2O_3 в алевроаргиллитах постепенно снижается от ~0.26 в средней части интервала 0–20.17 м до 0.20–0.23 в тонкослоистых мелкозернистых алевролитах, венчающих разрез (рис. 56, в), что в значительной мере симбатно поведению гидролизатного модуля. Медианная величина отношения K_2O/Al_2O_3 составляет 0.26. С одной стороны, это могло бы свидетельствовать о высокой степени преобразованности тонкой алюмосиликокластики в области питания и (или) на путях миграции (Cox, Lowe, 1995; Cox et al., 1995), однако, с другой стороны, такому предположению противоречат относительно небольшие значения химического индекса изменения. По всей видимости, здесь мы имеем дело с вовлечением в процессы седиментации рециклированного литогенного материала. Еще более резко выражено в разрезе вилухинской подсвиты снижение вверх по разрезу значений отношения TiO_2/Al_2O_3 в алевроаргиллитах (рис. 56, г). Величина ГМ в интервале 0–20.17 м изменяется от 0.054 до 0.057, тогда как в верхней части разреза отношение TiO_2/Al_2O_3

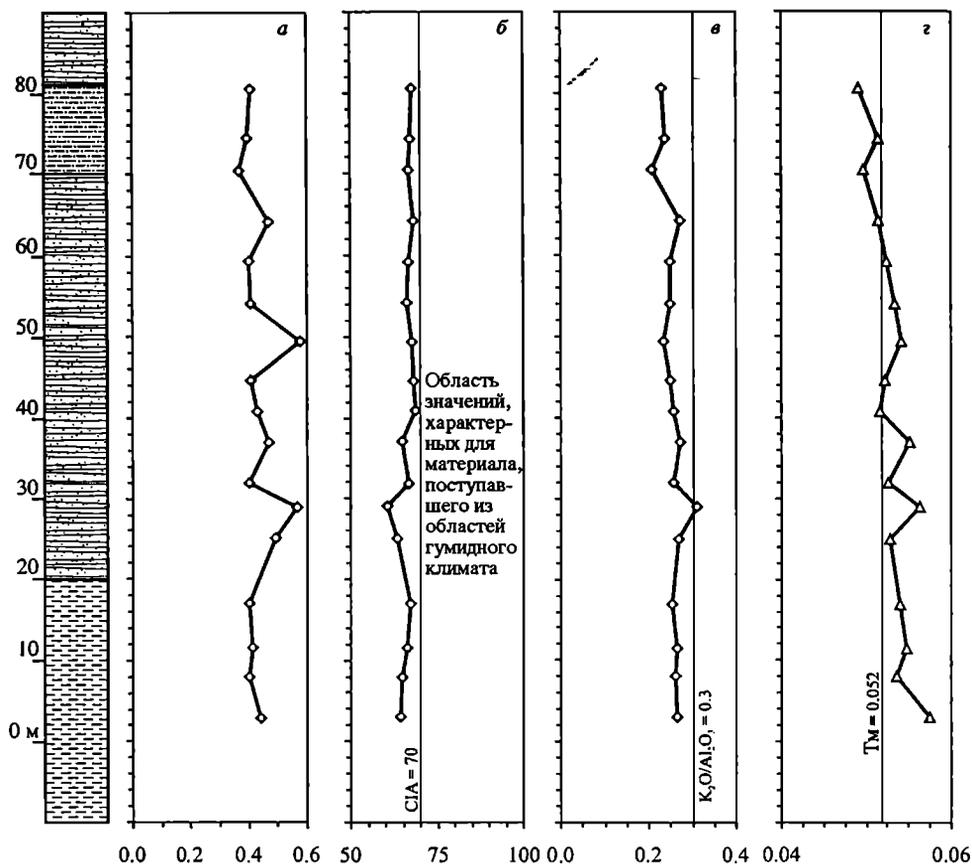


Рис. 56. Особенности изменения значений ГМ (а), CIA (б), K_2O/Al_2O_3 (в) и TiO_2/Al_2O_3 (з) в алевроаргиллитах вилухинской подсвиты чернокаменной свиты (обн. 0306). $TM = 0.052$ – величина титанового модуля в глинистых породах прибрежно-морского генезиса, сформированных в обстановках аридного климата (по: Интерпретация..., 2001).
Условные обозначения см. рис. 2

равно 0.049–0.051. Медианное значение TM в аргиллитах вилухинской подсвиты составляет 0.053.

7.1.4. Шурышская подсвита чернокаменной свиты

Глинистые сланцы и алевроаргиллиты шурышской подсвиты характеризуются медианным значением ГМ 0.42 ± 0.02 , практически не отличаясь по этому показателю от пород вилухинской подсвиты. Значения индекса химического изменения в них варьируют от 67 до 70, а медианная величина практически сопоставима со значением CIA в тонкозернистых породах вилухинской подсвиты. По величине отношения K_2O/Al_2O_3 (0.24 ± 0.02) породы шурышской подсвиты принадлежат к литогенным образованиям. Медианное значение TM для глинистых сланцев и алевроаргиллитов шурышской подсвиты составляет 0.051 ± 0.001 , что сближает их с тонкозернистыми породами вышележащей синекаменной подсвиты.

7.1.5. Синекаменская подсвита чернокаменной свиты

Величина гидролизатного модуля в алевроаргиллитах и аргиллитах синекаменской подсвиты (обн. 0535) меняется от 0.32 до 0.52 без определенной тенденции (рис. 57, а). Даже в интервалах с относительно высокой частотой отбора разброс значений ГМ между близко взятыми пробами достигает 0.08–0.11. На вариационной кривой значений гидролизатного модуля наблюдается цикличность в распределении минимальных значений, однако расстояние между пробами алевроаргиллитов с минимальными величинами ГМ варьирует от 10 до 38 м, тогда как мощность седиментационных циклитов составляет 8.8–17.1 м. В вариациях значений индекса CIA снизу вверх по разрезу (63–72) также не прослеживается тенденций (рис. 57, б). Принимая во внимания значения индекса CIA, можно считать, что во время накопления синекаменской подсвиты окружающие палеобассейн палеоводосборы находились под влиянием семиаридного (семигумидного) климата. Минимальные значения ГМ в целом не коррелируются с минимальными

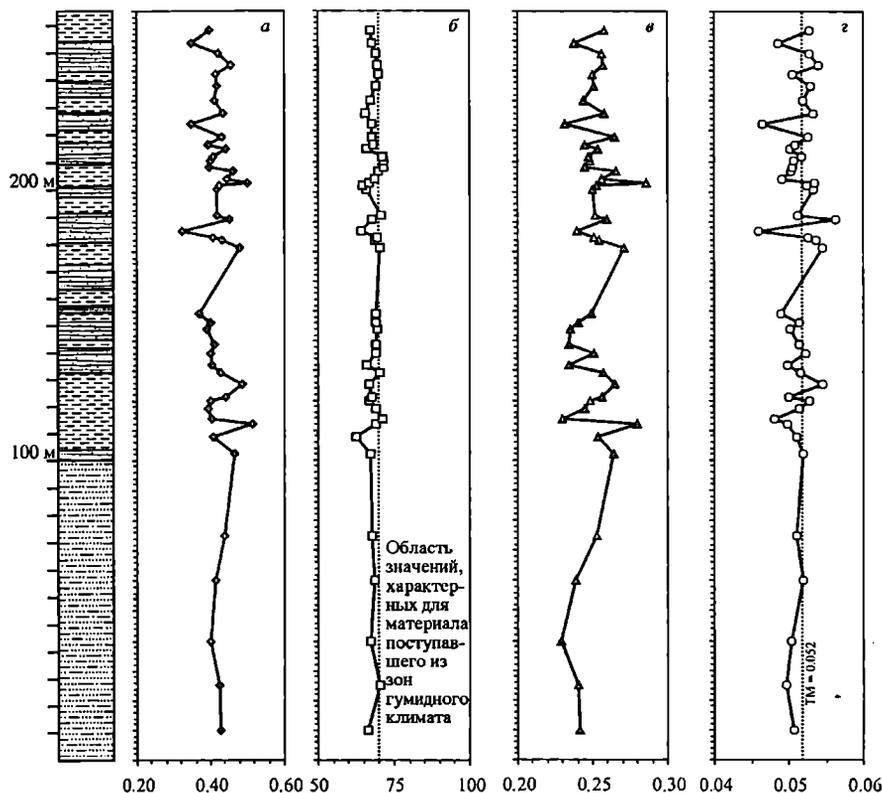


Рис. 57. Особенности изменения значений ГМ (а), CIA (б), K_2O/Al_2O_3 (е) и TiO_2/Al_2O_3 (z) в алевроаргиллитах шурышской и синекаменской подсвит чернокаменной свиты (обн. 0535): ГМ = 0.052 – величина титанового модуля в глинистых породах прибрежно-морского генезиса, сформированных в обстановках аридного климата (по: Интерпретация..., 2001).
Условные обозначения см. рис. 2

значениями индекса CIA, хотя в ряде случаев такое совпадение есть. Большинство значений величины K_2O/Al_2O_3 в разрезе синекаменной подсвиты попадает в интервал 0.23–0.27 (рис. 57, в), т. е. не превышает порогового значения (0.30), разделяющего литогенную и петрогенную тонкую алюмосиликокластику (Cox et al., 1995). Присущая типовому разрезу подсвиты хорошо выраженная седиментационная цикличность не выражена и на кривой отношения K_2O/Al_2O_3 . Величина TiO_2/Al_2O_3 в типовом разрезе синекаменной подсвиты варьирует в основном около 0.051 (рис. 57, з). Минимальные значения TiO_2/Al_2O_3 (0.046) наблюдаются в пробах из интервалов 68.7–85.5 м и 109.8–121.8 м. К этим же интервалам приурочены максимальные значения TiO_2/Al_2O_3 (0.056 и 0.053). В верхней части разреза можно видеть симбатное изменение значений ГМ и отношений K_2O/Al_2O_3 и TiO_2/Al_2O_3 .

7.1.6. Коноваловская подсвита чернокаменной свиты

Величина гидролизатного модуля в аргиллитах и алевроаргиллитах детально изученного авторами интервала разреза 0531 подсвиты мощностью 50 м изменяется в относительно узких пределах от 0.37 до 0.45 без какой-либо определенной закономерности (рис. 58, а). Вариационная кривая зна-

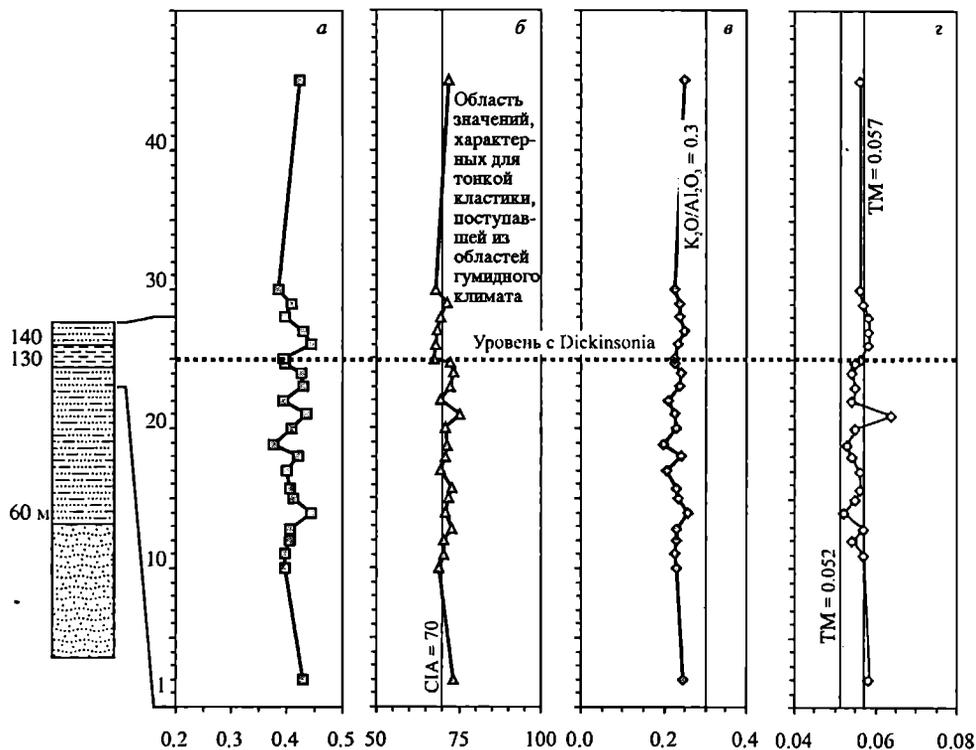


Рис. 58. Особенности изменения значений ГМ (а), CIA (б), K_2O/Al_2O_3 (в) и TiO_2/Al_2O_3 (з) в алевроаргиллитах коноваловской подсвиты чернокаменной свиты (обн. 0531): $TM = 0.052$ – величина титанового модуля в глинистых породах прибрежно-морского генезиса, сформированных в обстановках аридного климата, $TM = 0.057$ – то же, гумидного климата (по: Интерпретация..., 2001).
Условные обозначения см. рис. 2

чений индекса CIA также не показывает какого-либо ясно выраженного тренда (рис. 58, б). В проанализированной выборке преобладают пробы алевроаргиллитов и аргиллитов с CIA > 70, подчеркивая слабо проявленный гумидный характер климатических условий в области питающих провинций. Значение отношения K_2O/Al_2O_3 в алевроаргиллитах не поднимается выше 0.27 (рис. 58, в), что указывает на преимущественно литогенную природу слагающей их тонкой алюмосиликокластики. Медианное значение отношения TiO_2/Al_2O_3 в алевроаргиллитах верхней части коноваловской подсвиты составляет 0.056 ± 0.0023 . При анализе изменения значений ТМ снизу вверх по опробованному фрагменту разреза какие-либо тенденции не наблюдаются (рис. 58, г).

7.1.7. Крутихинская подсвита чернокаменной свиты

Величина гидролизатного модуля в алевроаргиллитах нижней части крутихинской подсвиты (обнажение Красная Гора, разрез 0312) изменяется от 0.38 до 0.52, а в верхней части (р. Усьва, окрестности Заячьих островов, разрез 0317) варьирует в несколько меньших пределах – от 0.40 до 0.49 (рис. 59, а, 60, а). Индекс CIA в разрезе 0312 незакономерно изменяется в

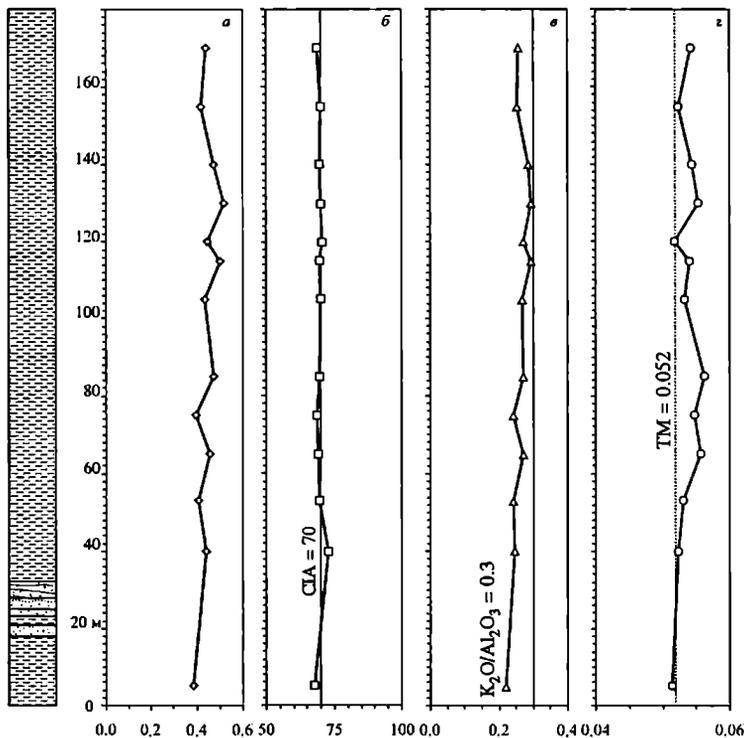


Рис. 59. Особенности изменения значений ГМ (а), CIA (б), K_2O/Al_2O_3 (в) и TiO_2/Al_2O_3 (г) в алевроаргиллитах крутихинской подсвиты чернокаменной свиты (обн. 0312): ТМ = 0.052 – величина титанового модуля в глинистых породах прибрежно-морского генезиса, сформированных в обстановках аридного климата: (Интерпретация..., 2001).
Условные обозначения см. рис. 2

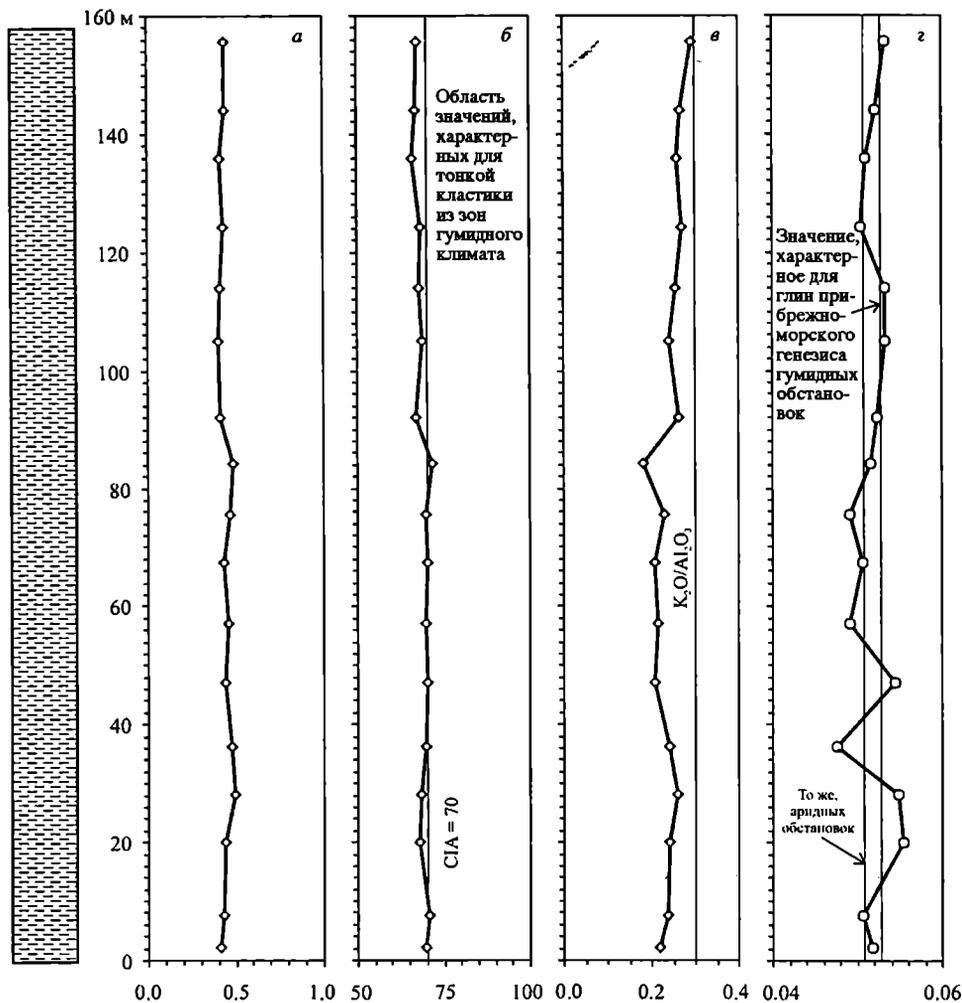


Рис. 60. Особенности изменения значений ГМ (а), CIA (б), K_2O/Al_2O_3 (в) и TiO_2/Al_2O_3 (г) в алевроаргиллитах крутихинской подсвиты чернокаменской свиты (обн. 0317): Значения ГМ, характерные для прибрежно-морских глинистых отложений аридных и гумидных обстановок (по: Интерпретация..., 2001).
Условные обозначения см. рис. 2

узких пределах от 68 до 73 (рис. 59, б), в обн. 0317 в нижней его части значения индекса почти в точности равны 70, а в верхней – несколько ниже (рис. 60, б). Значения отношения K_2O/Al_2O_3 постепенно возрастают вверх по разрезу Красная Гора от 0.22 до 0.30, а в верхней части разреза снижаются до 0.25–0.26 (рис. 59, в). В разрезе у Заячьих островов отмечается постепенный устойчивый рост величины отношения K_2O/Al_2O_3 от 0.22 до 0.29 (рис. 60, в), однако в целом исходя из медианной величины данного параметра (0.24) можно считать, что тонкая алюмосиликокластика, слагающая верхнюю часть крутихинской подсвиты, имеет отчетливо выраженную литогенную природу. В нижней части крутихинской подсвиты наблюдается

слабо выраженный рост отношения TiO_2/Al_2O_3 (рис. 59, з), а в верхней части величина отношения ТМ испытывает достаточно большие (от 0.048 до 0.055) вариации без определенной тенденции к уменьшению или увеличению (рис. 60, з). Можно только отметить снижение амплитуды вариаций TiO_2/Al_2O_3 вверх по обн. 0317. Медианное значение величины ТМ для алевроаргиллитов в этом разрезе составляет 0.052, что характерно для глинистых пород прибрежно-морского генезиса, накапливавшихся в обстановках аридного климата (Интерпретация..., 2001).

7.1.8. Кобылоостровская подсвета чернокаменной свиты

Значения гидролизатного модуля в алевроаргиллитах кобылоостровской подсветы (обн. 0313) варьируют от 0.35 до 0.44, при медианной величине 0.41, без какой-либо определенной тенденции снизу вверх по разрезу (рис. 61, а). Разброс значений химического индекса изменения составляет 66–71 (медиана – 67). Снизу вверх по разрезу кобылоостровской подсветы величина CIA обнаруживает небольшой рост (рис. 61, б), однако в целом тонкая алюмосиликокластита имеет значения CIA, характерные для обстановок переходного от аридного к гумидному климата. Величина отношения K_2O/Al_2O_3 в тонкозернистых породах кобылоостровской подсветы изменяется от 0.21 до 0.25 (медиана – 0.22), что указывает на их преимущественно литогенный характер. Какая-либо тенденция к изменению данного параметра снизу вверх по разрезу отсутствует (рис. 61, в). Медианное значение титанового модуля составляет 0.052 (минимальное – 0.050, максимальное – 0.055). Снизу вверх по разрезу значение ТМ в тонкозернистых породах несколько снижается (рис. 61, з).

7.1.9. Сводный разрез сыльвицкой серии

Большинство значений величины гидролизатного модуля в сводном разрезе сыльвицкой серии находится в интервале 0.37–0.50 (рис. 62, а). Никаких тенденций в изменении ГМ снизу вверх в разрезе сыльвицкой серии не наблюдается; однако относительно высокие значения ГМ (0.50–0.55) в отдельных пробах из верхней части вилухинской подсветы создают видимость слабо выраженной тенденции к снижению величины гидролизатного модуля вверх по разрезу. Медианное значение ГМ для аргиллитов и мелкозернистых алевролитов старопечнинской свиты составляет 0.47. Практически такая же медианная величина ГМ характерна и для тонкозернистых пород вышележащей перевалокской свиты (0.45). Тонкозернистые породы вилухинской, шурышской, синемаменной, коноваловской, крутихинской и кобылоостровской подсвет чернокаменной свиты имеют несколько меньшие медианные значения гидролизатного модуля (соответственно, 0.43, 0.42, 0.42, 0.41, 0.44 и 0.41), но и они отвечают нормосиаллитам (Юдович, Кетрис, 2000), т.е. представлены продуктами химического выветривания на палеоводосборах. Аргиллиты усть-сыльвицкой свиты имеют величину ГМ, равную 0.37, что также отвечает нормосиаллитам.

В распределении снизу вверх по разрезу сыльвицкой серии значений химического индекса изменения в тонкозернистых терригенных породах так-

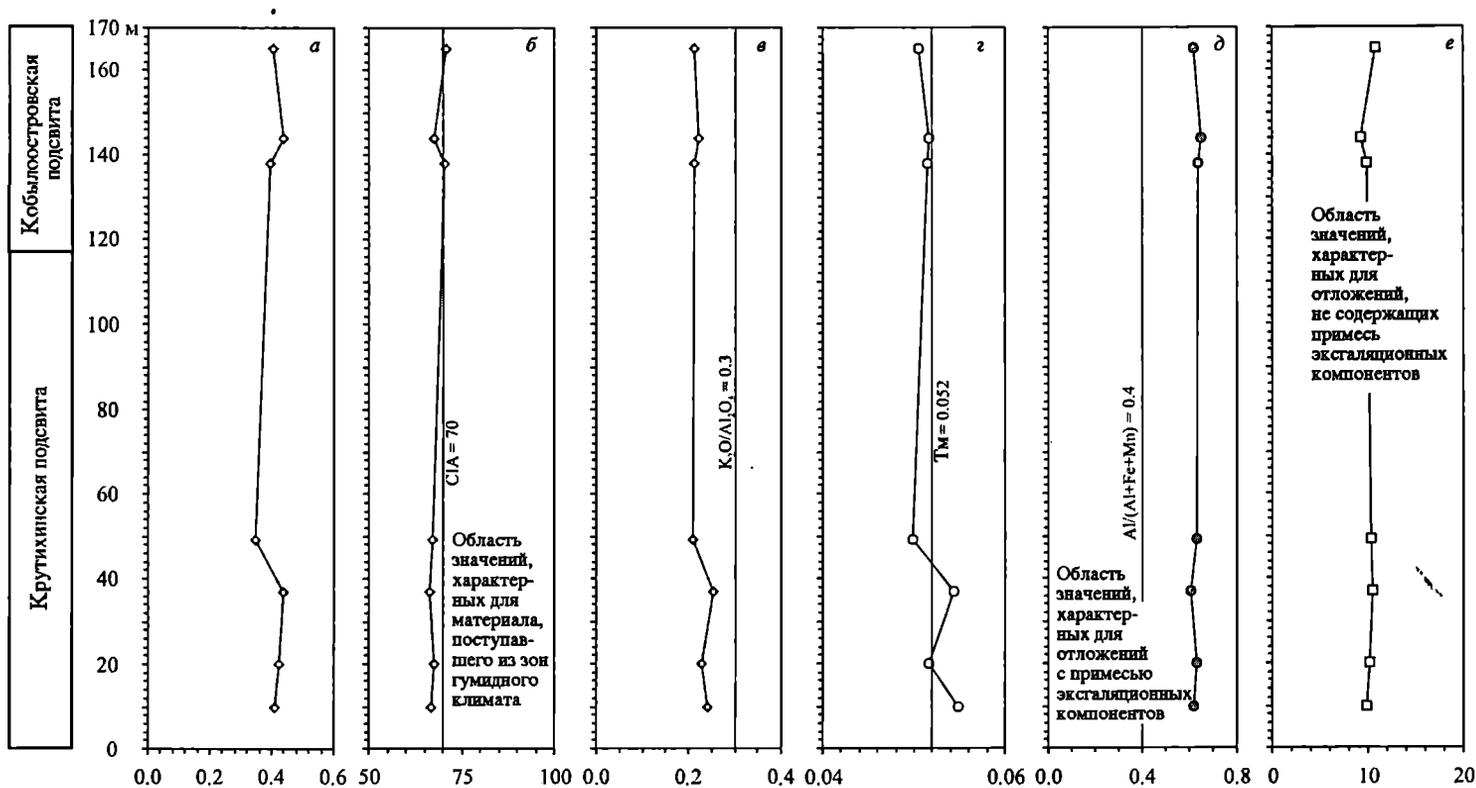


Рис. 61. Характер изменения значений ГМ (а), CIA (б), K_2O/Al_2O_3 (в), TiO_2/Al_2O_3 (г), модулей Бострёма (д) и Страхова (е) в тонкозернистых терригенных породах кобылоостровской подсвиты чернокаменной свиты (обн. 0313).

TM = 0.052 – величина титанового модуля в глинистых породах прибрежно-морского генезиса, сформированных в обстановках аридного климата (по: Интерпретация..., 2001). Величина модуля Бострёма (0.4), разделяющая осадки с наличием или отсутствием эксгальционных компонентов: (Boström, 1973)

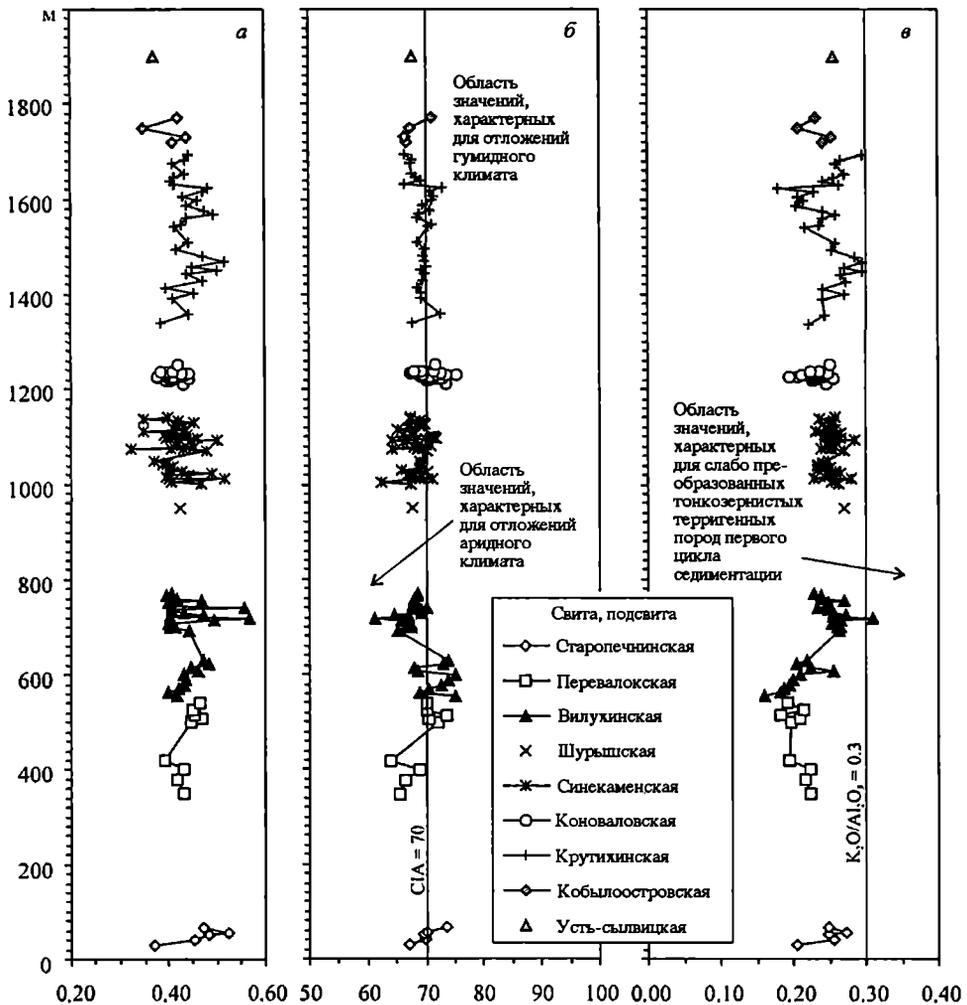


Рис. 62. Вариации в сводном разрезе сылвицкой серии значений гидролизатного модуля (а), химического индекса изменения (б), отношения K_2O/Al_2O_3 (в). Построено по данным анализа частных образцов глинистых сланцев и алевроаргиллитов

же не просматривается какой-либо определенной тенденции (рис. 62, б). Единственное исключение здесь – перевалокско-вилухинский интервал, для которого можно видеть несколько мелких флуктуаций CIA. Менее отчетливо это выражено и выше – для крутихинско-кобылоостровского интервала. Медианная величина CIA для алевроаргиллитов старопечнинской свиты, непосредственно перекрывающих тиллитоподобные образования, составляет ~70 благодаря относительно низкому содержанию малоустойчивых к процессам выветривания алюмосиликатов, например полевых шпатов (Young, Nesbitt, 1999; Young et al., 2004). Тонкозернистые терригенные породы перевалокской свиты характеризуются сходными значениями CIA (64–73.5, медианное значение 70). Алевроаргиллиты различных под-

свит чернокаменной свиты имеют медианные значения CIA от 67 до 71, что в целом указывает на формирование *цж* в обстановках семиаридного (семигумидного) климата. Примерно такая же величина CIA наблюдается в аргиллитах усть-сылвицкой свиты (см. рис. 45, б). Таким образом, в подавляющем большинстве случаев значения палеоклиматического показателя CIA варьируют в интервале от 60–65 до 70–75, что дает возможность считать климат сылвицкого времени преимущественно «семиаридным–семигумидным».

Диамиктиты в основании старопечнинской свиты интерпретируются авторами как показатель гляциального характера осадконакопления в начале сылвицкого времени. В пользу такого предположения в какой-то мере свидетельствует и типичный для тонкозернистых образований старопечнинской свиты весьма широкий разброс значений CIA от 49–50 до 70–74. Присутствие пород с достаточно высокими величинами индекса химического изменения можно интерпретировать как результат вовлечения в размыв относительно зрелых в геохимическом отношении отложений.

Медианные значения отношения K_2O/Al_2O_3 в сылвицкой серии не превышают порогового (0.30), разделяющего породы первого и последующих циклов седиментации (Cox et al., 1995). Для аргиллитов, алевроаргиллитов и мелкозернистых алевролитов старопечнинской свиты значения этого параметра варьируют в основном от 0.25 до 0.27 (медиана 0.25) (рис. 62, в). Тонкозернистые породы перевалокской свиты имеют несколько меньшее медианное значение K_2O/Al_2O_3 равное 0.21, и иной коридор величин – от 0.18 до 0.22. Значения K_2O/Al_2O_3 демонстрируют рост снизу вверх по разрезу вилухинской подсвиты чернокаменной свиты от 0.17–0.22 в нижней ее части до 0.23–0.27 – в верхней, а затем не меняются на протяжении всего разреза шурышской, синекаменной и коноваловской подсвит. Для остальной части сводного разреза сылвицкой серии характерны мелкие флуктуации значений K_2O/Al_2O_3 на вариационной кривой: в крутихинской подсвите вначале наблюдается некоторый рост значений, затем спад, после которого вновь следует рост, а в алевроаргиллитах кобылоостровской подсвиты значения вновь снижаются. В целом же кривую изменения значений K_2O/Al_2O_3 в сводном разрезе всей сылвицкой серии можно разбить на три интервала. Для первого (перевалокско-вилухинского) и третьего (крутихинско-кобылоостровско-?усть-сылвицкого) характерны относительно выраженные мелкие флуктуации значений, тогда как для второго интервала, охватывающего шурышскую, синекаменскую и коноваловскую подсвиты, такие флуктуации нехарактерны. Принимая во внимание достаточно низкие значения величины отношения K_2O/Al_2O_3 в тонкозернистых породах всего разреза сылвицкой серии, можно считать, что в их составе присутствует существенная или значительная доля алюмосиликоккластики, прошедшей несколько циклов седиментации.

Таким образом, судя по характерным для глинистых сланцев и алевроаргиллитов сылвицкой серии значениям ГМ, подавляющая часть которых варьирует между 0.33 и 0.48, слагающая их тонкая алюмосиликоккластика может рассматриваться либо как продукт определенного преобразования исходных пород на палеоводосборах, либо как результат неоднократного

переотложения (рециклирования). Этот вывод подтверждает и явное преобладание среди изученных авторами тонкозернистых образований пород со значениями отношения $K_2O/Al_2O_3 < 0.3$.

Между значениями CIA (палеоклиматический индикатор) и Th/Sc (индикатор состава пород в источниках сноса) корреляция не наблюдается ни на уровне отдельных подсвит чернокаменной свиты, ни на уровне всей свиты; отсутствует она и в породах перевалокской свиты. Так, для алевроаргиллитов и аргиллитов последней коэффициент корреляции между указанными показателями составляет -0.80 . Для тонкозернистых пород вилухинской подсвиты чернокаменной свиты он равен -0.73 . Аналогичные по гранулометрии образования синемакской подсвиты характеризуются достаточно слабой положительной корреляцией между CIA и Th/Sc (0.26). Аргиллиты и алевроаргиллиты коноваловской подсвиты не обнаруживают какой-либо корреляции между рассматриваемыми параметрами ($r_{CIA-Th/Sc} = 0.003$). На уровне всей чернокаменной свиты коэффициент корреляции между CIA и Th/Sc составляет -0.20 , а для CIA и La/V он равен 0.06 . Отсутствие зависимости между палеоклиматическим индикатором и различными индикаторами состава пород на палеоводосборах позволяет предполагать, что изменение значений CIA в сводном разрезе сыльвицкой серии, также как и в разрезах различных ее литостратиграфических единиц, отражают именно изменение характера химического выветривания в областях питания, т. е. являются показателем именно «климатического сигнала», и не связаны с изменением состава размывавшихся в источниках питания комплексов пород.

7.2. СОСТАВ ПОРОД В ИСТОЧНИКАХ СНОСА

При изучении достаточно мощных тонкообломочных осадочных последовательностей одним из наиболее эффективных методов реконструкции состава пород на палеоводосборах является анализ присущих тонкозернистым образованиям ряда индикаторных отношений элементов-примесей (например La, Th, Co, Sc, Cr, Ni, V, Zr и др.). Считается, что содержания и отношения элементов-примесей в глинистых породах существенно не меняются в процессах литогенеза и метаморфизма, а сами элементы достаточно слабо растворимы в воде и вследствие этого почти без потерь перемещаются из источников сноса в области осадконакопления (Тейлор, МакЛеннан, 1988; Nesbitt, 1979; Davis, 1980; Wronkiewicz, Condie, 1987; McLennan, 1989; Condie, Wronkiewicz, 1990; Condie, 1993; Girty et al., 1994; Cullers, 1995; Bierlein, 1995; Jahn, Condie, 1995; Panahi, Young, 1997; Bhat, Ghosh, 2000). В основу исследований положены представления о том, что для кислых магматических образований (граниты, гранодиориты) характерны на один-два порядка более высокие, нежели для базитов, значения отношений Th/Sc, La/Sc, La/Co, Th/Co, Th/Cr и V/Ni (Интерпретация..., 2001) и, наоборот, основные магматические породы имеют на один-два порядка более высокие значения Cr/Zr, Cr/V и ряд других индикаторных отношений.

Состав пород источников сноса и тип размывавшейся верхней континентальной коры в определенной степени определяют и разнообразие нормиро-

ванных на хондрит спектров редкоземельных элементов в постархейских осадочных породах (McLennan et al., 1990). Мерой дифференциации легких и тяжелых редких земель являются отношения $LP3Э/TP3Э$, La_N/Yb_N либо Gd_N/Yb_N . Кроме того, показателем состава питающих провинций также служит величина европиевой аномалии $Eu/Eu^* = Eu_N/\sqrt{(Sm_N \times Gd_N)}$.

Так, магматические породы основного состава характеризуются низкими отношениями легких РЗЭ к тяжелым ($LP3Э/TP3Э < 4-5$) и не имеют достаточно выраженной отрицательной Eu аномалии ($Eu/Eu^* > 0.85-0.90$), тогда как кислым породам свойственны высокие отношения $LP3Э/TP3Э (> 8.0)$ и отчетливая отрицательная (< 0.85) европиевая аномалия (Тейлор, МакЛеннан, 1988; McLennan, Taylor, 1991). Значения $La_N/Yb_N \geq 20$ указывают на преобладание на палеоводосборах гранитоидов (Wronekiewicz, Condie, 1990). Для среднего состава архейской коры характерны значения отношений $La_N/Yb_N = 15.68$, $Gd_N/Yb_N = 2.04$ и $Eu/Eu^* = 0.83$ (Condie, 1993); эти же параметры для архейской верхней коры составляют соответственно 6.76, 1.38 и 0.99 (Taylor, McLennan, 1995). Для раннепротерозойской континентальной коры указанные параметры составляют соответственно 11.50, 1.78 и 0.72 (Condie, 1993).

Присутствие в областях сноса пород ультраосновного состава существенно снижает (до 1.4–1.5) величину отношения Cr/Ni в тонкозернистых алюмосиликокластических осадках. При значениях $Cr/Ni > 2.0$ можно предполагать высокую степень трансформации тонкой терригенной взвеси ультраосновного состава на путях переноса (Garver et al., 1996).

7.2.1. Старопечнинская свита

Медианное значение отношения V/Ni в тонкозернистых породах старопечнинской свиты (обн. 0507) составляет 2.53, при этом максимальная величина параметра (6.91) выше минимального почти в 3.8 раза. Еще больше различаются минимальные и максимальные значения Th/Cr (соответственно 0.02 и 0.11; первое из указанных значений предполагает размыв на палеоводосборах пород основного состава, второе указывает на размыв диоритов и близких к ним образований), медианное же значение данного отношения составляет 0.06. Существенные различия между минимальными и максимальными значениями характерны также для таких параметров, как La/Co (0.08 и 4.30), La/Cr (0.01 и 0.33), Ce/Cr (0.05 и 0.65). Так как для среднего архейского аргиллита величина отношения Ce/Cr равна 0.095, а в РААС составляет 0.73, то из приведенных значений следует, что на палеоводосборах в старопечнинское время могли существовать как архейские, так и более молодые образования, что, по всей видимости, можно объяснить значительным разнообразием пород на палеоводосборах старопечнинского времени.

Нормированные на хондрит (Тейлор, МакЛеннан, 1988) спектры распределения РЗЭ в аргиллитах и алевроаргиллитах старопечнинской свиты достаточно похожи между собой (рис. 63, а), отличаясь только по абсолютному содержанию элементов в пробах, что в значительной мере связано с различным содержанием в них собственно глинистой фракции.

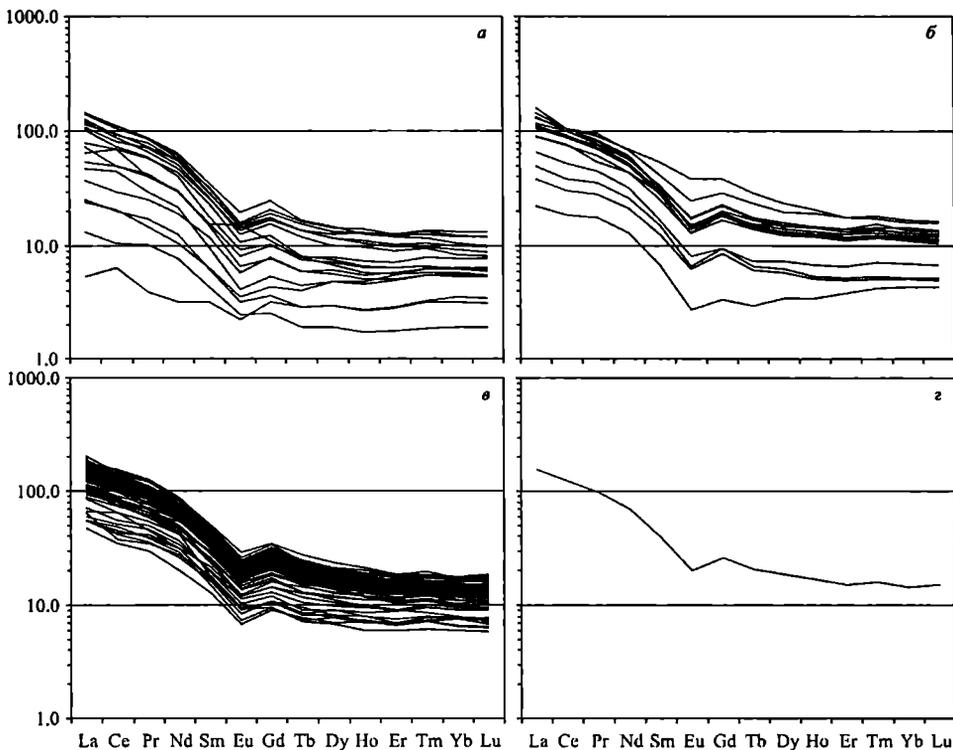


Рис. 63. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в тонкозернистых алюмосиликокластических породах сыльвицкой серии.
Свиты: а – старопечнинская, б – перевалокская, в – чернокаменская, г – усть-сылвицкая

Медианное значение величины La_N/Yb_N составляет 9.05 ± 3.90 . Достаточно большое значение величины стандартного отклонения обусловлено, как следует из приведенных в табл. 24 минимальных и максимальных значений рассматриваемого параметра, присутствием в областях размыва старопечнинского времени широкого спектра магматических образований, состав которых варьировал от основного до кислого, в том числе и пород таналит-трондьемит-гранитных (ТТГ) ассоциаций.

Медианное значение отношения La_N/Sm_N , определяющее крутизну спектров в области ЛРЗЭ, составляет 4.04 ± 0.87 , что типично для продуктов размыва преимущественно кислых образований, однако минимальная величина этого параметра (1.71) подтверждает сделанный ранее вывод о присутствии на палеоводосборах также и пород основного состава.

Принимая во внимание значение медианной величины Gd_N/Yb_N , в тонкозернистых породах старопечнинской свиты не наблюдается деплетирование ТРЗЭ, а максимальное значение этого параметра (2.38) является, скорее, исключением.

Медианная величина европейской аномалии в аргиллитах и алевроаргиллитах старопечнинской свиты отрицательная и равна 0.64, что практически соответствует значению Eu/Eu^* в PAAS (0.66).

Медианные, минимальные и максимальные значения основных параметров нормированных на хондрит спектров РЗЭ в тонкозернистых алюмосиликокластических породах различных литостратиграфических подразделений сьльвицкой серии

Значение параметра	La_N/Yb_N	La_N/Sm_N	Gd_N/Yb_N	Eu/Eu^*
Старопечнинская свита ($n = 18$)				
Медиана	9.05	4.04	1.48	0.64
Стандартное отклонение	3.90	0.87	0.43	0.12
Минимум	1.51	1.71	0.68	0.58
Максимум	16.40	5.59	2.38	1.14
Перевалокская свита ($n = 17$)				
Медиана	9.07	3.68	1.62	0.63
Стандартное отклонение	1.22	0.39	0.32	0.07
Минимум	5.07	2.61	0.76	0.55
Максимум	9.84	4.10	2.41	0.84
Чернокаменская свита ($n = 113$)				
Медиана	10.03	3.75	1.72	0.64
Стандартное отклонение	1.63	0.54	0.22	0.05
Минимум	5.17	2.22	1.17	0.51
Максимум	13.80	5.45	2.32	0.87
Усть-сьльвицкая свита				
Обр. 02-Syl-35	9.32	4.24	1.15	0.57

7.2.2. Перевалокская свита

Величина отношения V/Ni в аргиллитах и алевроаргиллитах в интервале 0–190 м (обн. 0401) составляет от 0.09 до 0.13, тогда как тонкозернистые породы в интервале 190–240 м характеризуются существенно более высокими значениями (2.9–3.5) (рис. 64, а). Принимая во внимание, что средняя величина отношения V/Ni в основных магматических породах составляет 1.74, в диоритах – несколько выше (~3.4), а в гранитах поднимается примерно до 10.86 (Интерпретация..., 2001), отмеченный для перевалокской свиты тренд может отражать смену состава пород в областях сноса. Основываясь только на данных по особенностям изменения в алевроаргиллитах величины отношения V/Ni , можно было бы предполагать, что при образовании верхней части перевалокской свиты в разрезе по р. Межевой Утке размывались породы, средний состав которых был близок к диоритам. Однако, как будет видно из приводимого далее материала, такая интерпретация изменения состава пород на палеоводосборах не всегда подтверждается по другим индикаторным отношениям элементов-примесей.

Снизу вверх в изученном разрезе перевалокской свиты наблюдается тенденция к снижению в алевроаргиллитах и мелкозернистых глинистых алевролитах величины отношения Th/Cr . Так, если в пробе, взятой примерно на отм. 80 м от основания разреза, значение этого параметра равно 1.5,

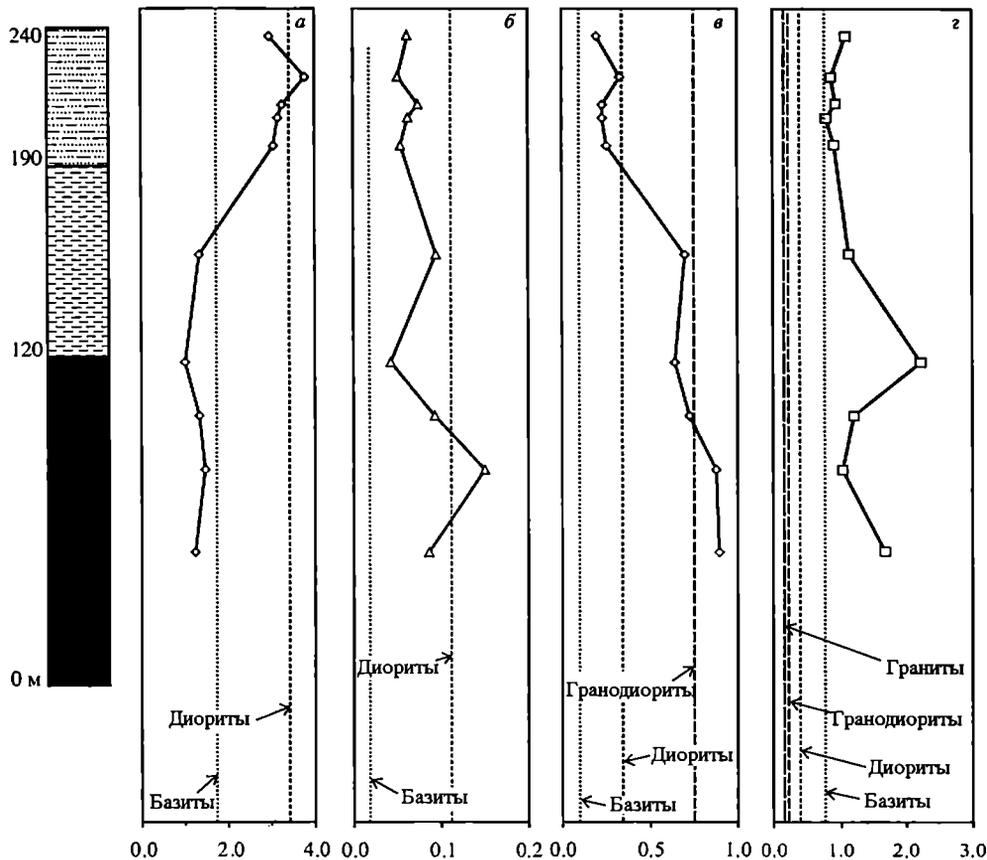


Рис. 64. Особенности изменения значений V/Ni (а), Th/Cr (б), Th/Sc (в) и Cr/V (г) в алевро-аргиллитах перевалокской свиты (обн. 0401).
 Значения индикаторных отношений для различных магматических пород (по: Интерпретация..., 2001).

то в серии проб, отобранных в интервале 190–210 м, как и в пробе с отметки 125 м, оно составляет 0.04–0.075 (рис. 64, б). При этом величина отношения Th/Cr находится в коридоре значений, характерных для продуктов разрушения пород основного и кислого состава.

Еще более отчетлива тенденция к снижению снизу вверх по разрезу значений отношения Th/Sc (рис. 64, в). Максимальные отношения Th/Sc , установленные в средней части интервала 0–120 м, превосходят показатели, характерные для гранодиоритов (Интерпретация..., 2001). В тонкозернистых породах из верхней части интервала 0–120 м и в средней части интервала 120–190 м величина отношения имеет промежуточные значения между типичными для гранодиоритов и средних диоритов. Аргиллиты и мелкозернистые алевролиты из интервала 190–240 м, судя по величине Th/Sc , могли образоваться в результате разрушения преимущественно пород основного и среднего состава. Так же, как и в случае с отношением Th/Cr , тренд изменения значений Th/Sc снизу вверх по разрезу перевалокской свиты указывает на постепенное замещение в составе пи-

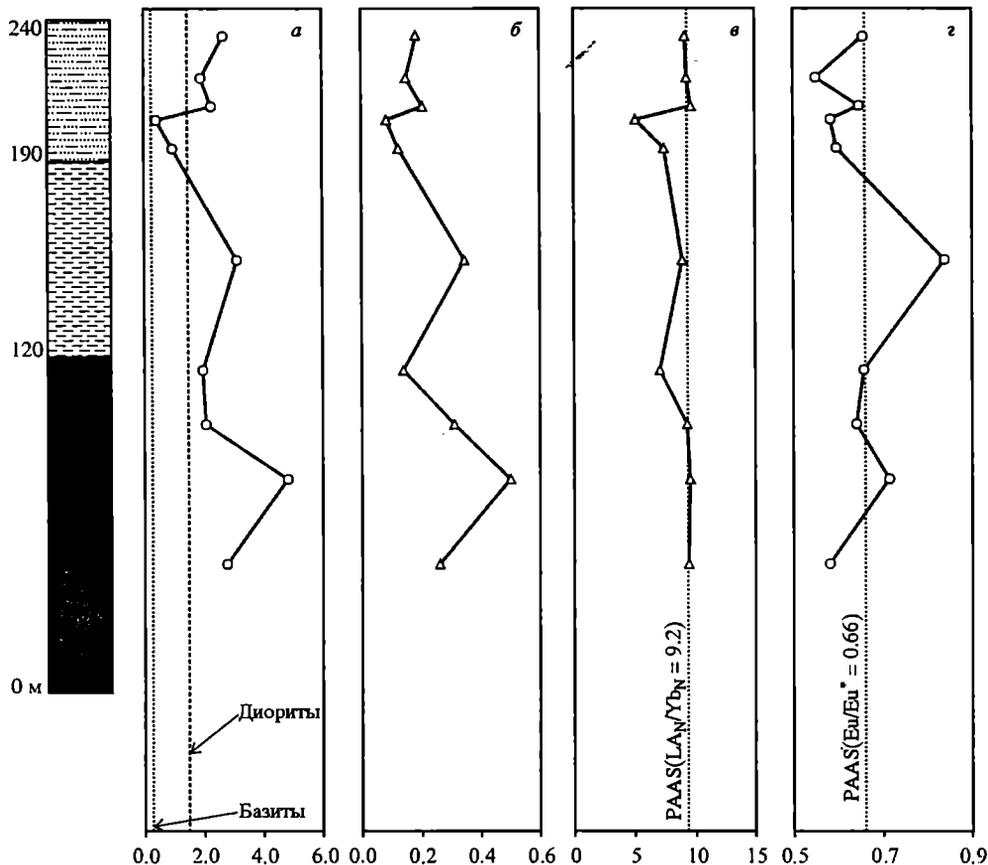


Рис. 65. Особенности изменения значений La/Co (а), La/Cr (б), La_N/Yb_N (в) и Eu/Eu^* (г) в алевроаргиллитах перевалокской свиты (обн. 0401). Значения La/Co для различных магматических пород (по: Интерпретация..., 2001). Значения La_N/Yb_N и Eu/Eu^* для PAAS (по: Тейлор, МакЛеннан, 1988).

тающих провинций кислых магматических пород породами более основного состава.

Индикаторное отношение Cr/V в алевроаргиллитах и мелкозернистых глинистых алевролитах перевалокской свиты составляет 0.80–1.20, несколько превышая среднее значение в базитах (Интерпретация..., 2001) (рис. 64, г). В двух образцах алевроаргиллитов из интервала 0–120 м величина Cr/V достигает и более высоких значений, соответственно 1.68 и 2.22.

Снизу вверх по разрезу перевалокской свиты также наблюдается тенденция постепенного уменьшения величины индикаторных отношений La/Co и La/Cr (рис. 65, а, б), но в целом их значения примерно отвечают тем, что характерны для продуктов разрушения пород среднего состава (Интерпретация..., 2001).

Величина отношения La_N/Yb_N в алевроаргиллитах перевалокской свиты меняется от 5 до 10 и в целом не испытывает ярко выраженных вариаций (рис. 65, в). Исключение представляет горизонт ~210 м от основания разре-

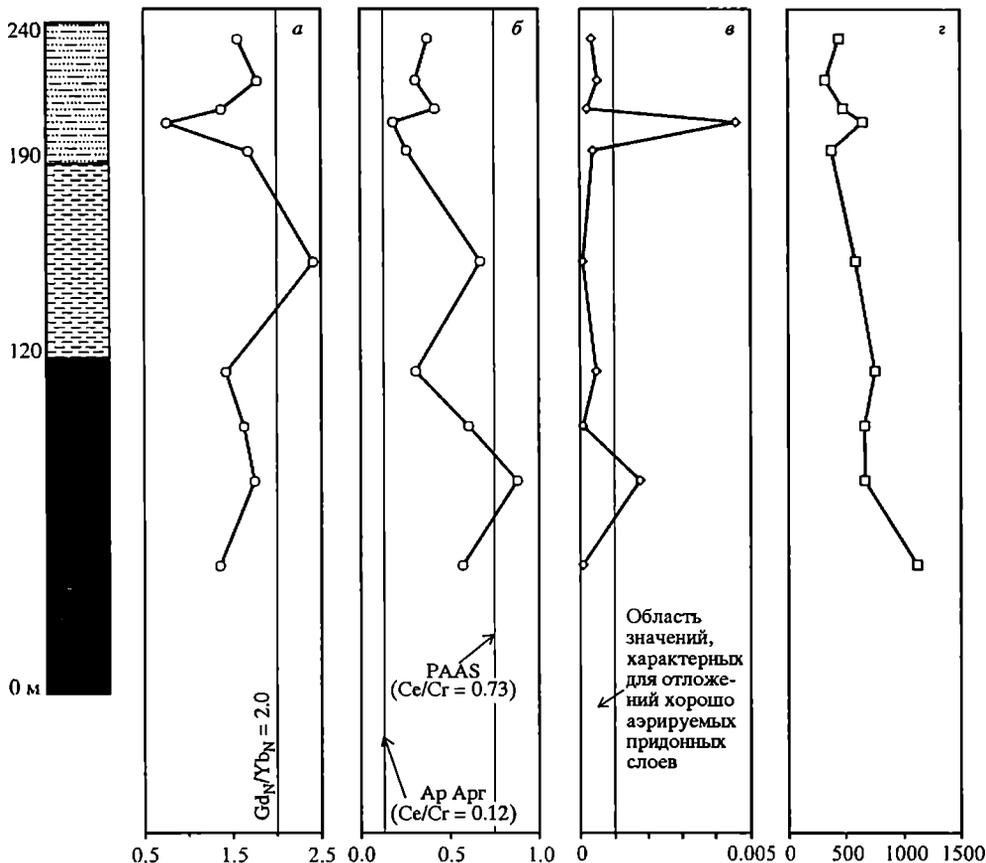


Рис. 66. Характер изменения значений Gd_N/Yb_N (а), Ce/Cr (б), Mo/Mn (в) и содержаний Mn (г) в алевроаргиллитах перевалокской свиты (обн. 0401).
 Значения Ce/Cr для среднего архейского аргиллита (Ар Арг) и PAAS соответственно: (Condie, 1993; Тейлор, МакЛеннан, 1988).
 Условные обозначения см. рис. 2

за, где в одной из двух проб, отобранных в 5 м друг от друга, величина La_N/Yb_N составила 5.07, что указывает на преобладание в составе продуктов размыва преимущественно основных пород, а в другой – равна 9.65, что позволяет предполагать размыв значительно более кислых субстратов.

Величина отрицательной европиевой аномалии в интервале 50–160 м растет от 0.58 до 0.84, а затем к отметке 225 м снижается до 0.55, однако уже в 15 м выше составляет 0.66 (рис. 65, г).

Величина Gd_N/Yb_N , характеризующая нормированные на хондрит спектры РЗЭ, также испытывает в типовом разрезе перевалокской свиты довольно существенные изменения (рис. 66, а). В интервале 0–120 м ее вариации невелики и находятся в коридоре 1.35–1.74, что типично для подавляющего большинства постархейских тонкообломочных пород (Тейлор, МакЛеннан, 1988). В пробе, отобранной на отметке 160 м от основания разреза, величина Gd_N/Yb_N составляет 2.41. Иными словами, содержание ТРЗЭ в этой пробе заметно ниже, чем в PAAS, и достаточно сходно с тем, что ха-

рактерно для некоторых архейских тонкозернистых образований (Тейлор, МакЛеннан, 1988).

Сопоставление РЗЭ-систематики тонкозернистых алюмосиликокластических образований перевалокской и старопечнинской свит показывает, что по медианной величине La_N/Yb_N алевроаргиллиты и мелкозернистые алевролиты перевалокской свиты похожи на аналогичные по гранулометрическому составу породы старопечнинского уровня, а пределы вариаций величины европиевой аномалии в тонкозернистых породах перевалокской свиты значительно меньше, чем в породах старопечнинской свиты (см. рис. 63, б).

Весьма интересны вариации величины отношения Ce/Cr (рис. 66, б). Если пробы, отобранные в интервале 0–190 м, имеют значения Ce/Cr , равные 0.56–0.88, что в значительной мере сближает их с составом PAAS и позволяет предполагать отсутствие на палеоводосборах примитивных архейских субстратов, то породы, слагающие интервал 190–240 м, характеризуются значительным разбросом величин Ce/Cr (0.18–0.42), при этом наименьшие значения достаточно близки к среднему архейскому аргиллиту.

7.2.3. Вилухинская подсвита чернокаменной свиты

Анализ значений ряда индикаторных отношений элементов-примесей в тонкозернистых алюмосиликокластических породах вилухинской подсвиты дает несколько противоречивую картину. Так, величина отношения V/Ni , в подавляющем большинстве изученных образцов алевроаргиллитов варьирующая от 2.28 до 3.26 при медианном значении 2.92 и отсутствии выраженного тренда (рис. 67, а), позволяет предполагать, что на палеоводосборах во время накопления вилухинской подсвиты преобладали породы, по своему составу сходные с диоритами. В двух интервалах, 20.17–29.70 м и 47.24–50.24 м (обн. 0306), как раз в тех пробах алевроаргиллитов, в которых ранее отмечались повышенные значения ГМ, величина V/Ni имеет относительно высокие значения (соответственно 5.97 и 4.65). Это с определенной степенью вероятности можно интерпретировать как появление в области размыва пород более кислого состава. Изменение состава пород питающих провинций подтверждает также снижение отношения Th/Cr от 0.098 до 0.019 (медиана 0.08): величина рассматриваемого параметра в базитах близка к 0.018, а в диоритах составляет примерно 0.11 (Интерпретация..., 2001). Показательно, что снизу вверх по разрезу намечается достаточно отчетливое уменьшение значений Th/Cr (рис. 67, б).

Отношение Th/Sc , напротив, как и отношение V/Ni , каких-либо изменений по разрезу не испытывает (рис. 67, в). Это позволяет предполагать, что состав размывавшихся на палеоводосборах пород был близок к гранодиоритам – в последних величина Th/Sc составляет около 0.76 (Интерпретация..., 2001), тогда как в алевроаргиллитах вилухинской подсвиты медианное значение данного параметра равно 0.72. Интересно ведет себя в алевроаргиллитах вилухинской подсвиты отношение Ce/Cr (рис. 67, г). Медианная его величина равна 0.55, что указывает на отсутствие тонкой архейской алюмосиликокластики в составе питающих провинций, при этом относи-

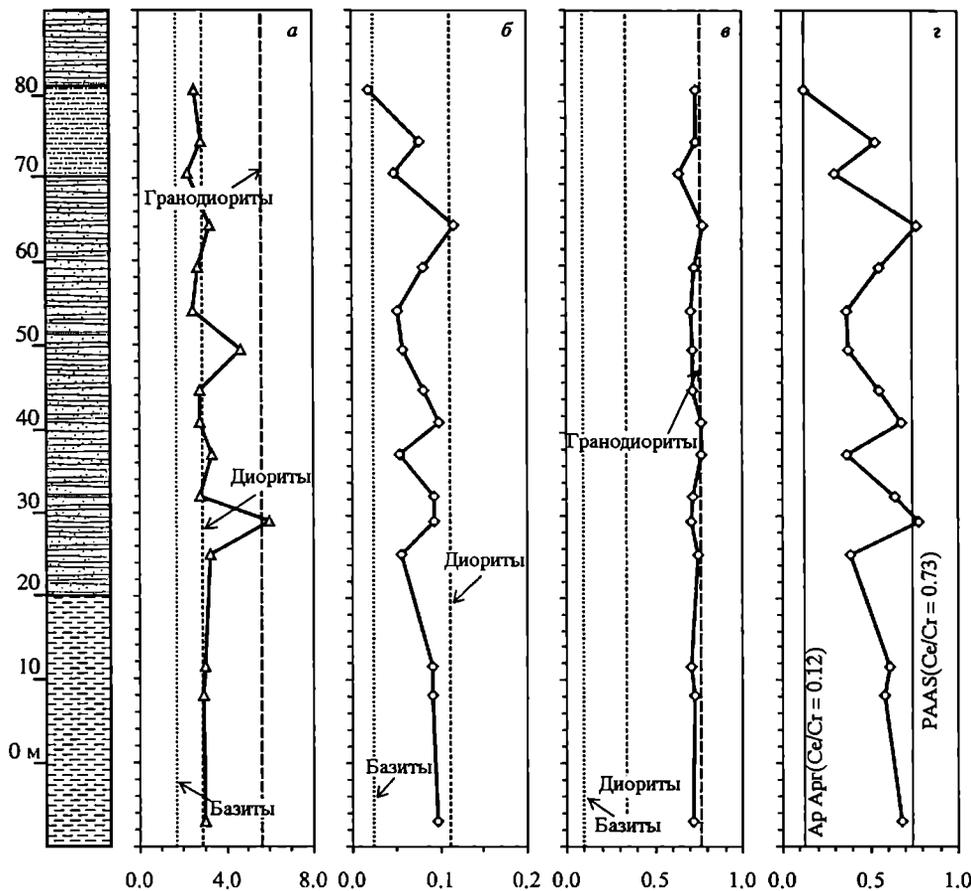


Рис. 67. Особенности изменения значений V/Ni (а), Th/Cr (б), Th/Sc (в) и Ce/Cr (г) в алевроаргиллитах вилухинской подсвиты чернокаменной свиты (обн. 0306). Значения индикаторных отношений для различных магматических пород (по: Интерпретация..., 2001). Значения Ce/Cr для среднего архейского аргиллита (Ар Арг) и PAAS соответственно (по: Condie, 1993; Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Условные обозначения см. рис. 2

тельно низкие значения в верхней части разреза, которые вполне соответствуют среднему архейскому аргиллиту (Тейлор, МакЛеннан, 1988), можно объяснить как результат увеличения на палеоводосборах доли пород основного состава.

Величина отношения Cr/Ni в алевроаргиллитах изученного разреза вилухинской подсвиты, за исключением самой верхней его части, изменяется в пределах 3.32–8.39 (медианное значение 3.87), что заметно больше, чем в базитах (1.29) и гранитах (1.60) (Интерпретация..., 2001). В алевроаргиллитах самой верхней части разреза отношение Cr/Ni достигает 15.43 (рис. 68, а), что отражает в целом высокое медианное содержанием Cr в тонкозернистых породах вилухинской подсвиты (~150 г/т).

Медианное значение La_N/Yb_N для алевроаргиллитов вилухинской подсвиты составляет 10.30, что несколько больше, чем в PAAS (9.2). Каких-ли-

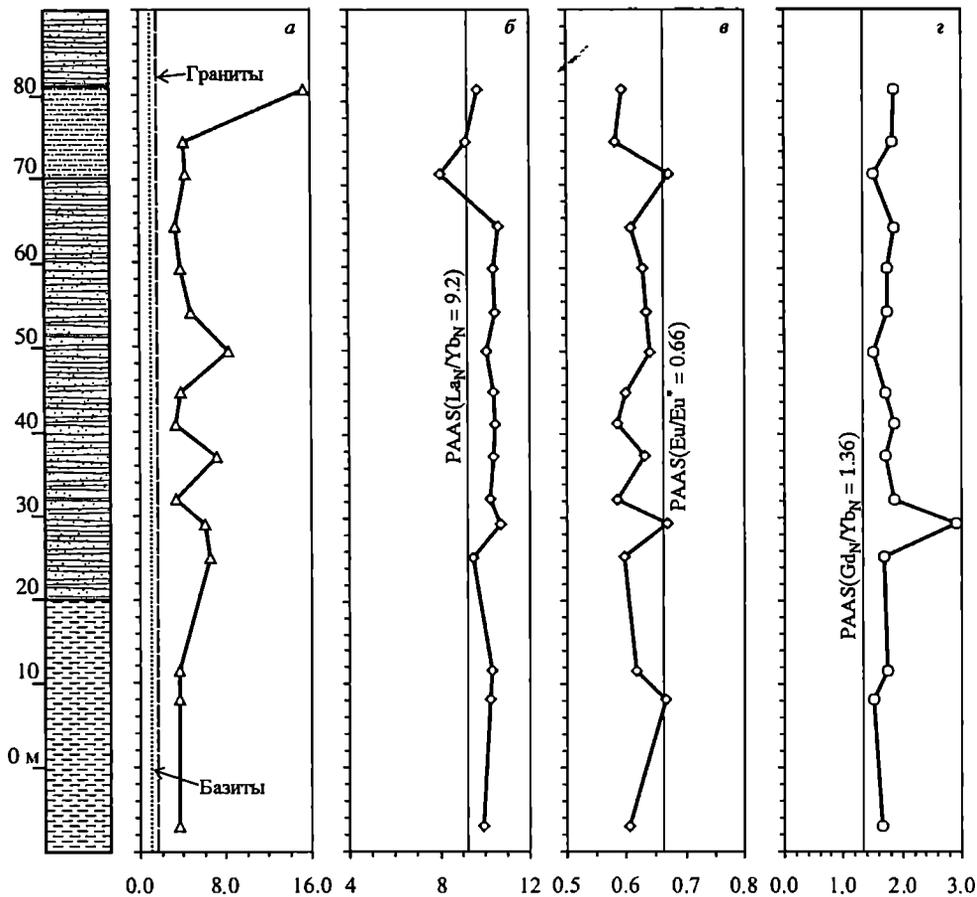


Рис. 68. Особенности изменения значений Sr/Ni (а), La_N/Yb_N (б), Eu/Eu^* (в) и Gd_N/Yb_N (з) в алевроаргиллитах вилухинской подсвиты чернокаменской свиты (обн. 0306). Значения индикаторных отношений для различных магматических пород (по: Интерпретация..., 2001). Значения La_N/Yb_N , Gd_N/Yb_N и Eu/Eu^* для PAAS (по: Тейлор, МакЛеннан, 1988). Условные обозначения см. рис. 2

бо ярко выраженных вариаций в изменении величины La_N/Yb_N снизу вверх по разрезу подсвиты не отмечается (рис. 68, б), за исключением пробы Us-74-15 из верхней части разреза, где La_N/Yb_N снижается до ~ 8.0 . Однако в целом достаточно высокие значения рассматриваемого параметра позволяют вполне уверенно предполагать, что в области размыва в вилухинское время преобладали породы кислого состава.

Европиевая аномалия, медианное значение которой в алевроаргиллитах вилухинской подсвиты равно 0.61, не обнаруживает какого-либо определенного изменения снизу вверх по разрезу (рис. 68, в). Минимальное значение Eu/Eu^* составляет 0.58, максимальное – 0.67.

Величина Gd_N/Yb_N , характеризующая степень деплетирования ТРЗЭ, в разрезе вилухинской подсвиты практически не испытывает каких-либо существенных изменений (рис. 68, з). Исключение составляет проба Us-74-6, отобранная из интервала 20.17–29.70 м, в которой величина Gd_N/Yb_N дости-

гает максимального значения для всей выборки (2.92). Медианное значение Gd_N/Yb_N равно 1.74, минимальное – 1.51 (проба Us-74-11, интервал 47.24–50.24 м).

7.2.4. Шурышская подсвита чернокаменной свиты

Медианная величина V/Ni для глинистых сланцев и алевроаргиллитов шурышской подсвиты составляет 2.92 ± 0.46 . Принимая во внимание, что для базитов показатель V/Ni составляет примерно 1.71, а для диоритов – 3.41 (Интерпретация..., 2001), можно предполагать, что во время накопления шурышских отложений на палеоводосборах преимущественным развитием пользовались породы основного и среднего состава.

Величина Th/Cr в тонкозернистых породах шурышской подсвиты варьирует от 0.02 до 0.16 при медианном значении 0.12 ± 0.06 . Отмечается сходство с величиной показателя Th/Cr в диоритах (0.11) и среднем постархейском австралийском сланце (0.13); для среднего архейского аргиллита она составляет ~ 0.01 (Тейлор, МакЛеннан, 1988; Интерпретация..., 2001).

Медианное значение Th/Sc для глинистых сланцев и алевроаргиллитов шурышской подсвиты (0.76 ± 0.26), напротив, соответствует значению в гранодиоритах (Интерпретация..., 2001), но несколько меньше, чем это характерно для PAAS (0.91). Для пород архейских тоналит-трондьемит-гранитных ассоциаций значение Th/Sc составляет порядка 1.60, протерозойские ассоциации такого же состава характеризуются существенно меньшими величинами рассматриваемого показателя (0.83), тогда как в архейских и протерозойских гранитоидах величина Th/Sc составляет соответственно 3.75 и 3.60 (Condie, 1993). Представляется маловероятным, что перечисленные комплексы могли служить источниками кластики для тонкозернистых образований шурышской подсвиты.

Медианное значение отношения Ce/Cr в тонкозернистых породах шурышской подсвиты составляет 0.71 ± 0.26 , что соответствует величине в PAAS (0.73). С учетом того, что для ТТГ-ассоциаций архея и протерозоя Ce/Cr составляет 2.55 и 1.28, в гранитоидах архея и протерозоя он равен соответственно 5.94 и 6.39, а в базальтах и коматиитах того же возраста – 0.04 и 0.15. Это позволяет считать, что вклад примитивных архейских и раннепротерозойских субстратов в формирование глинистых сланцев и алевроаргиллитов шурышской подсвиты был незначительным.

Медианное значение Cr/Ni в тонкозернистых породах шурышской подсвиты чернокаменной свиты 2.45 ± 0.57 , что выше, чем в PAAS (2.0), среднем архейском аргиллите (1.68) и архейских гранитах (1.33), но ниже, чем для пород архейских тоналит-трондьемит-гранитных ассоциаций (2.2) и архейских базальтоидов (2.23) (Condie, 1993).

Тонкозернистые породы шурышской подсвиты обладают минимальной среди всех подсвит чернокаменной свиты медианной величиной $La_N/Yb_N = 8.96 \pm 1.07$. Минимальное значение отношения La_N/Sm_N составляет для них 2.55, максимальное – 3.58. Деpletирование TPЗЭ отсутствует (медиана $Gd_N/Yb_N = 1.81 \pm 0.08$). Европиевая аномалия в проанализированных образцах отрицательная и варьирует от 0.51 до 0.66.

7.2.5. Синекаменская подсвита чернокаменной свиты

Значения отношения V/Ni в алевроаргиллитах и аргиллитах синекаменской подсвиты (обн. 0535) в целом близки к тем, которые характерны для диоритов и базитов (Интерпретация..., 2001), хотя на вариационной кривой снизу вверх по разрезу подсвиты проявлена тенденция к некоторому снижению параметра (рис. 69, а). Исключение составляет значение ~ 4.0 , полученное для образца алевроаргиллитов из интервала 0–20.6 м. Своеобразная закономерность наблюдается в распределении по разрезу значений отношения Th/Cr (рис. 69, б). В нижней части разреза (интервал 0–54.2 м) значения параметра, за одним исключением, не превышают 0.11, что характерно для диоритов (Интерпретация..., 2001). В средней части разреза (54.2–97.0 м) выделяется интервал, в котором алевроаргиллиты характеризуются как весьма низкими (0.02), так и достаточно высокими (0.17) значе-

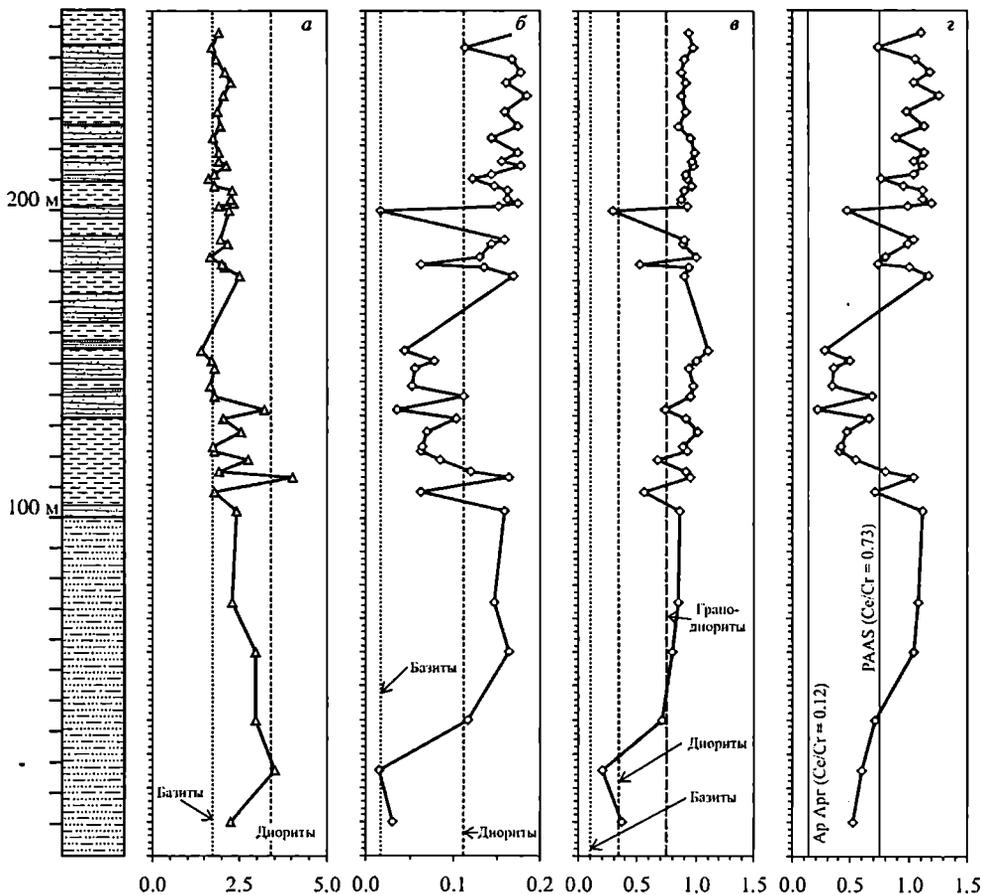


Рис. 69. Особенности изменения значений V/Ni (а), Th/Cr (б), Th/Sc (в) и Ce/Cr (z) в алевроаргиллитах шурьшской (0–100 м) и синекаменской (100–260 м) подсвит чернокаменной свиты (обн. 0535).

Значения индикаторных отношений для различных магматических пород (по: Интерпретация..., 2001). Значения Ce/Cr для среднего архейского аргиллита (Ar Arg) и PAAS соответственно (по: Condie, 1993; Тейлор, МакЛеннан, 1988). Условные обозначения см. рис. 2

ниями параметра. В верхней части разреза величина отношения Th/Cr варьирует в пределах 0.12–0.18. Похожий облик имеют вариационные кривые отношений Th/Sc и Ce/Cr (рис. 69, в, з). Так, в средней части разреза выделяется интервал, которому присущи промежуточные между средним архейским аргиллитом и PAAS значения величины Ce/Cr, тогда как выше и ниже значения Ce/Cr в подавляющем большинстве образцов алевроаргиллитов либо сопоставимы, либо выше, чем в PAAS. Выявленные особенности в распределении значений величины Th/Cr и Ce/Cr снизу вверх по разрезу синекаменной подсвиты не коррелируются с седиментационными циклитами.

Кривая изменения Cr/Ni в алевроаргиллитах в разрезе синекаменной подсвиты заметно выделяется на фоне других вариационных кривых (рис. 70, а). Для нее характерен широкий разброс значений от 2.21 до 10.78 в интервале 0–51.6 м, тогда как выше по разрезу значения этого параметра более или менее близки к тем, что присущи кислым магматическим породам.

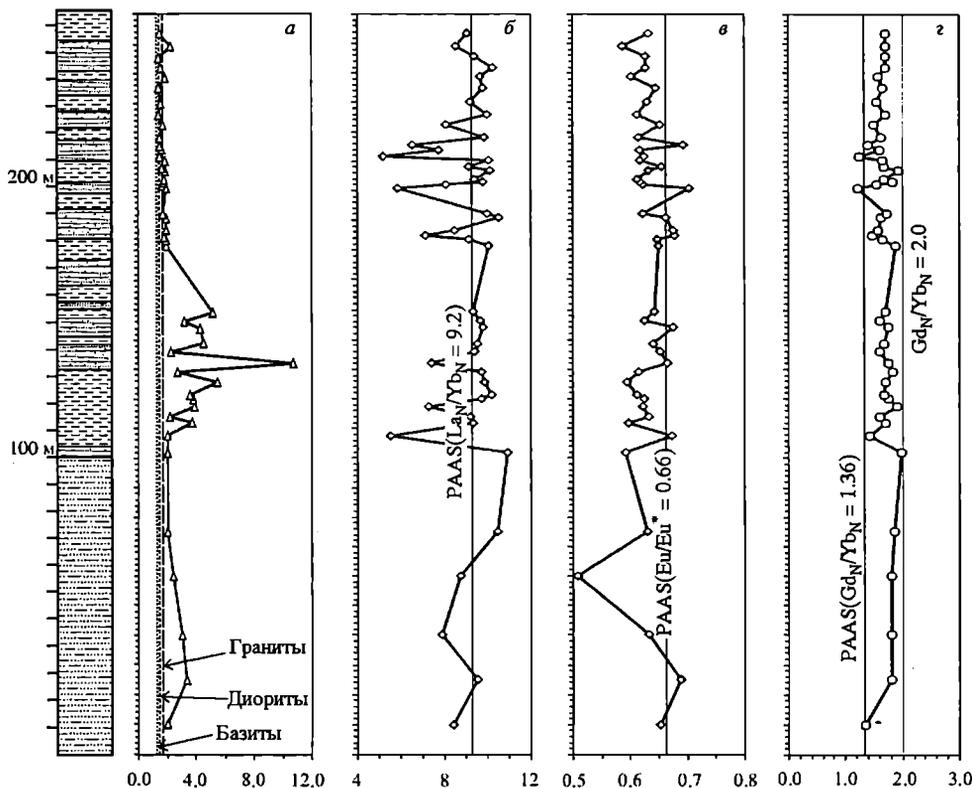


Рис. 70. Особенности изменения значений Cr/Ni (а), La_N/Yb_N (б), Eu/Eu^* (в) и Gd_N/Yb_N (з) в алевроаргиллитах шурышской (0-100 м) и синекаменной (100-260 м) подсвит чернокаменной свиты (обн. 0535).

Значения индикаторных отношений для различных магматических пород (по: Интерпретация..., 2001). Значения Eu/Eu^* и Gd_N/Yb_N для PAAS (по: Тейлор, МакЛеннан, 1988).
Условные обозначения см. рис. 2

Кривую изменения La_N/Yb_N в алевроаргиллитах синекаменской подсвиты, напротив, можно разбить на ряд отрезков (рис. 70, б). В интервале 0–32.8 значения La_N/Yb_N испытывают заметные вариации (5.52–10.96), что предполагает присутствие в тонкой алюмосиликокластике значительной доли продуктов размыва основных магматических образований. В интервале 32.8–68.7 м алевроаргиллиты характеризуются достаточно стабильными и в целом несколько более высокими, чем в ПААС, значениями La_N/Yb_N (9.56–10.05). Выше по разрезу породам вновь присущи заметные вариации La_N/Yb_N (минимальное значение 5.17, максимальное – 10.29).

В распределении значений европиевой аномалии в алевроаргиллитах синекаменской подсвиты также можно наметить три интервала (рис. 70, в). В первом из них значения Eu/Eu^* изменяются от 0.51 до 0.67, но заметно преобладают алевроаргиллиты с $Eu/Eu^* < 0.66$. Алевроаргиллиты второго интервала характеризуются весьма близкими к ПААС величинами Eu/Eu^* (0.61–0.69). Наконец, в третьем интервале значения отрицательной Eu аномалии во всех пробах ниже, чем в ПААС.

Величина Gd_N/Yb_N в алевроаргиллитах всего разреза синекаменской подсвиты несколько выше, чем в ПААС, однако деплетирование ТРЗЭ не наблюдается (рис. 70, г).

7.2.6. Коноваловская подсвита чернокаменской свиты

Вариация значений отношения V/Ni от 1.76 до 2.50 в большинстве проб алевроаргиллитов из верхней части коноваловской подсвиты (обн. 0531) (рис. 71, а) предполагает присутствие в их составе в основном продуктов размыва базитовых субстратов. Однако в одной из проб величина отношения V/Ni достигает 3.52, что даже выше среднего значения для диоритов (~3.42). Определенной закономерности в изменении V/Ni снизу вверх по разрезу не наблюдается. Величина отношения Th/Co (рис. 71, б) в подавляющем большинстве образцов алевроаргиллитов и аргиллитов существенно выше, чем в диоритах (Интерпретация..., 2001). Размах вариации значений Th/Co составляет почти 1.0 (минимум 0.32, максимум 1.29). Медианная величина индикаторного отношения Th/Cr , по которому также можно судить о составе размывавшихся на палеоводосборах комплексов пород, составляет для всей выборки 0.098 ± 0.019 , что характерно для диоритов (Интерпретация..., 2001). На вариационной кривой значений Th/Cr в алевроаргиллитах верхней части коноваловской подсвиты в опробованном авторами интервале не наблюдается выраженных трендов (рис. 71, в). Минимальное значение Th/Cr (0.03) получено для той же пробы, в которой установлено минимальное значение отношения Th/Co (0.32). Значение отношения La/Co в алевроаргиллитах изменяется от 2.70 до 3.70 без заметных тенденций (рис. 71, г).

Медианное значение La_N/Yb_N в тонкозернистых алюмосиликокластических породах коноваловской подсвиты составляет 11.77 (минимальное значение – 10.58, максимальное – 13.10). Значения La_N/Sm_N варьируют в относительно небольших пределах – от 3.63 до 4.73 (медиана – 4.08). Медианное значение Gd_N/Yb_N достаточно высоко и составляет 1.93 (минимум – 1.64,

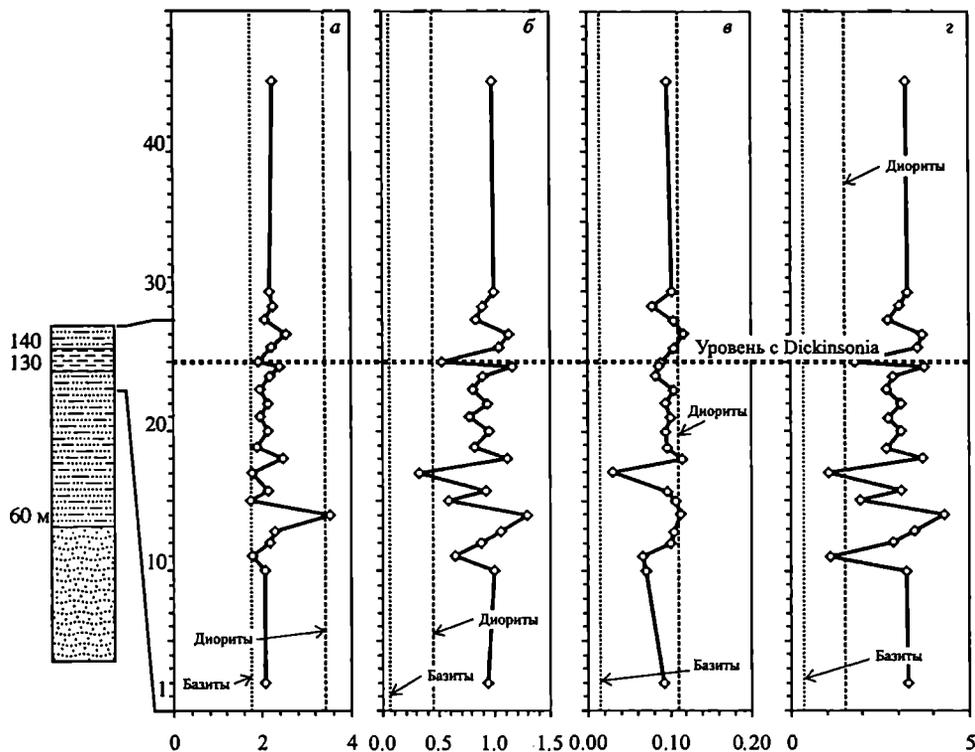


Рис. 71. Особенности изменения значений V/Ni (а), Th/Co (б), Th/Cr (в) и La/Co (г) в алевроаргиллитах коноваловской подсвиты чернокаменской свиты (обн. 0531). Значения индикаторных соотношений для различных магматических пород (по: Интерпретация..., 2001). Условные обозначения см. рис. 2

максимум – 2.19). Европиевая аномалия отрицательная и ее медианное значение в точности равно величине Eu/Eu^* в PAAS.

7.2.7. Крутихинская подсвита чернокаменской свиты

Величина отношения V/Ni в пробах из нижней части крутихинской подсвиты (разрез 0312) меняется от 1.78 до 2.46 (рис. 72, а), что в целом характерно для пород основного состава (Интерпретация..., 2001). Медианное значение этого параметра в пробах из верхней части подсвиты (обн. 0317) составляет 2.79 (минимальное значение 2.53, максимальное – 3.48) (рис. 73, а), что позволяет рассматривать алевроаргиллиты крутихинской подсвиты как продукты разрушения субстратов, состав которых был промежуточным между базитами ($V/Ni = 1.71$) и диоритами (3.42). Какая-либо определенная тенденция в изменении величины V/Ni в алевроаргиллитах снизу вверх по разрезу подсвиты не наблюдается. Совершенно иной вывод можно сделать из анализа значений отношения La/Sc в алевроаргиллитах из обн. 0312 (см. рис. 72, б). Значения указанного отношения в тонкозернистых образованиях нижней части крутихинской подсвиты меняются от 2.03 до 3.00, что можно интерпретировать как преобладание в их составе

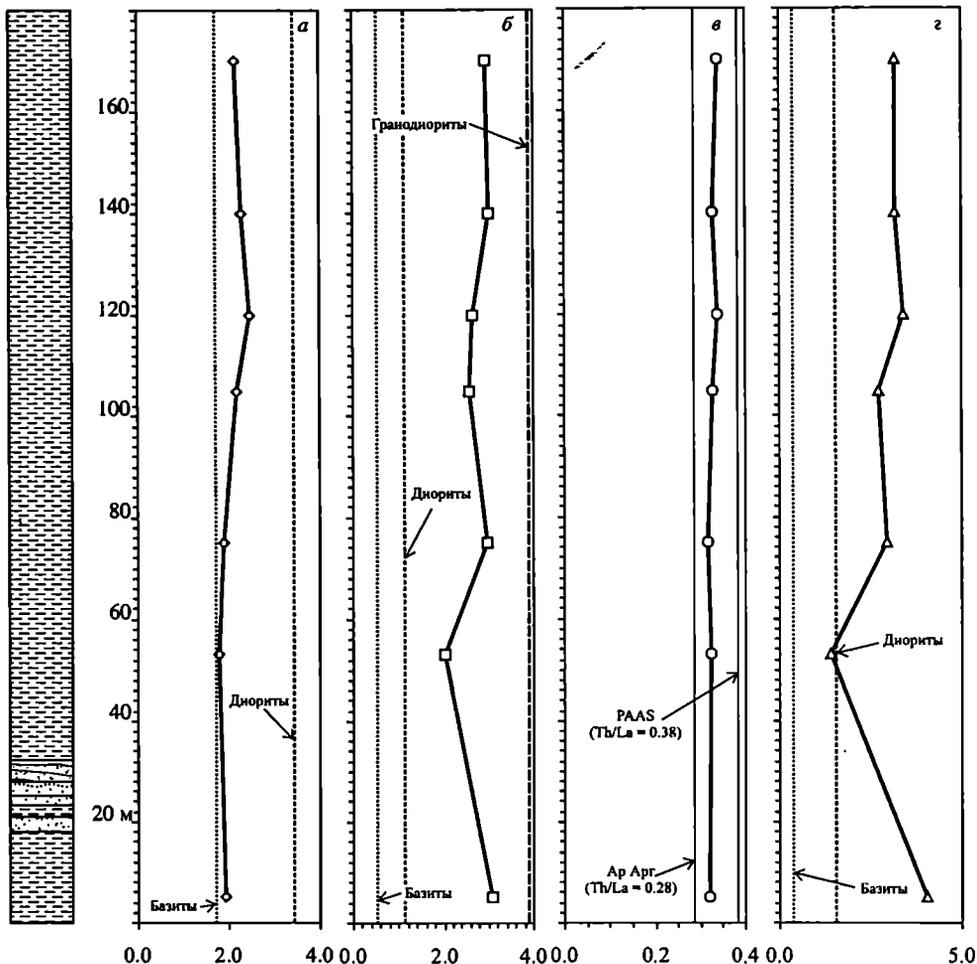


Рис. 72. Особенности изменения значений V/Ni (а), La/Sc (б), Th/La (в) и La/Co (г) в алевроаргиллитах крутихинской подсвиты чернокаменской свиты (обн. 0312). Значения индикаторных отношений для различных магматических пород (по: Интерпретация..., 2001). Значения Th/La для среднего архейского аргаллита (Ар Арг) и PAAS соответственно (по: Condie, 1993; Тейлор, МакЛеннан, 1988). Условные обозначения см. рис. 2

ве продуктов разрушения пород, средний состав которых соответствовал диоритам и гранодиоритам в соотношении примерно 1 : 1. Этот вывод подтверждается также значениями и особенностями изменения снизу вверх по разрезу еще одного индикаторного отношения – La/Co (см. рис. 72, г). Величина отношения Th/La в алевроаргиллитах разреза 0312 практически не меняется (см. рис. 72, в). Абсолютные значения данного отношения находятся между значениями, характерными для PAAS и среднего архейского аргиллита, будучи несколько ближе к последнему.

Медианное значение отношения Cr/Ni в алевроаргиллитах верхней части крутихинской подсвиты составляет 2.83 (минимальная величина 2.57, максимальная – 4.83). Все указанные значения существенно выше, чем в

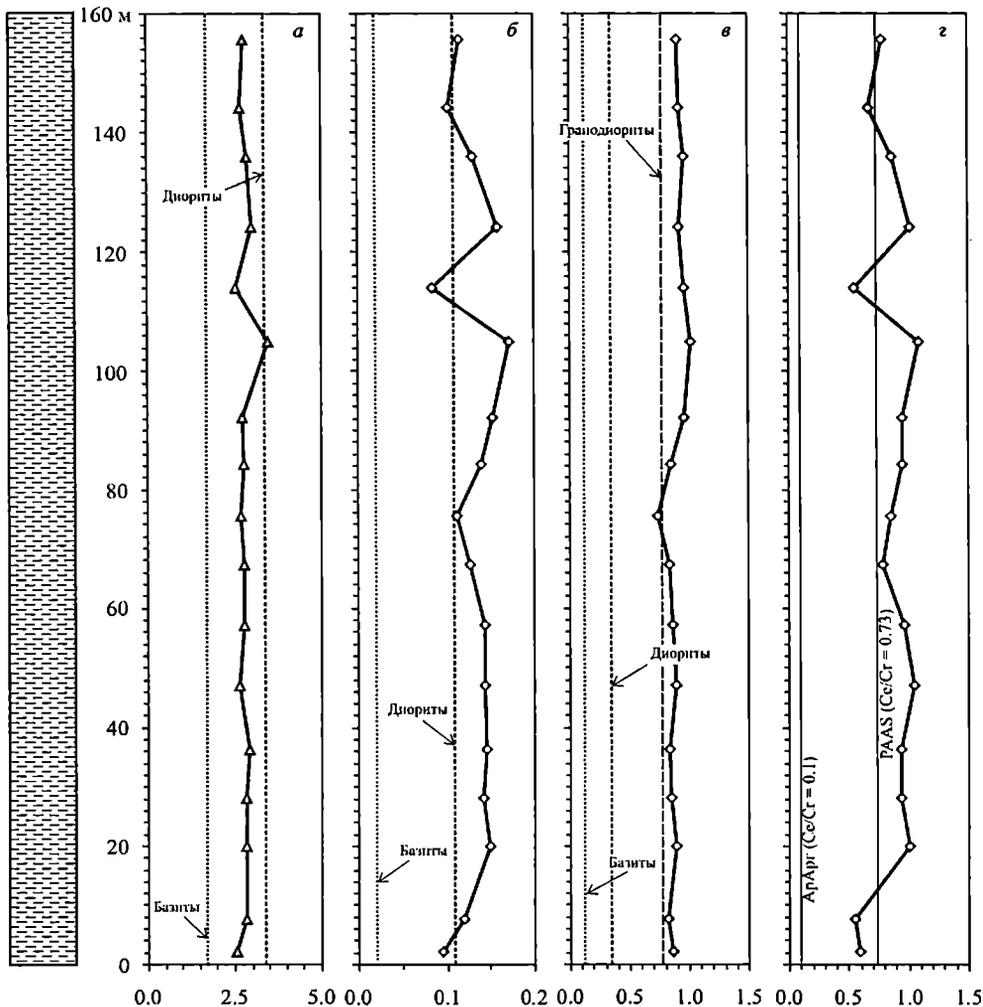


Рис. 73. Характер изменения значений V/Ni (а), Th/Cr (б), Th/Sc (в) и Ce/Cr (г) в алевроаргиллитах крутихинской подсвиты чернокаменской свиты (обн. 0317). Значения индикаторных отношений для различных магматических пород (по: Интерпретация... 2001). Значения Ce/Cr для среднего архейского аргиллита (Ар Арг) и РААС соответственно (по: Condie, 1993; Тейлор, МакЛеннан, 1988). Условные обозначения см. рис. 2

магматических породах основного и кислого состава (Интерпретация..., 2001). Каких-либо трендов в изменении значений отношения Cr/Ni в алевроаргиллитах по разрезу не наблюдается (рис. 74, а).

Медианное значение отношения La_N/Yb_N в нижней части крутихинской подсвиты (обн. 0312) равно 10.28 ± 1.75 , что несколько больше, чем в РААС (9.20). Какие-либо вариации величины La_N/Yb_N снизу вверх по разрезу не наблюдаются (рис. 75, а), за исключением пробы алевроаргиллитов из интервала 15.95–38.90 м (обн. 0312), в которой низкое (6.15 м) значение, по всей вероятности, указывает на присутствие в их составе основной алюмосиликокластики или продуктов разрушения примитивных архейских

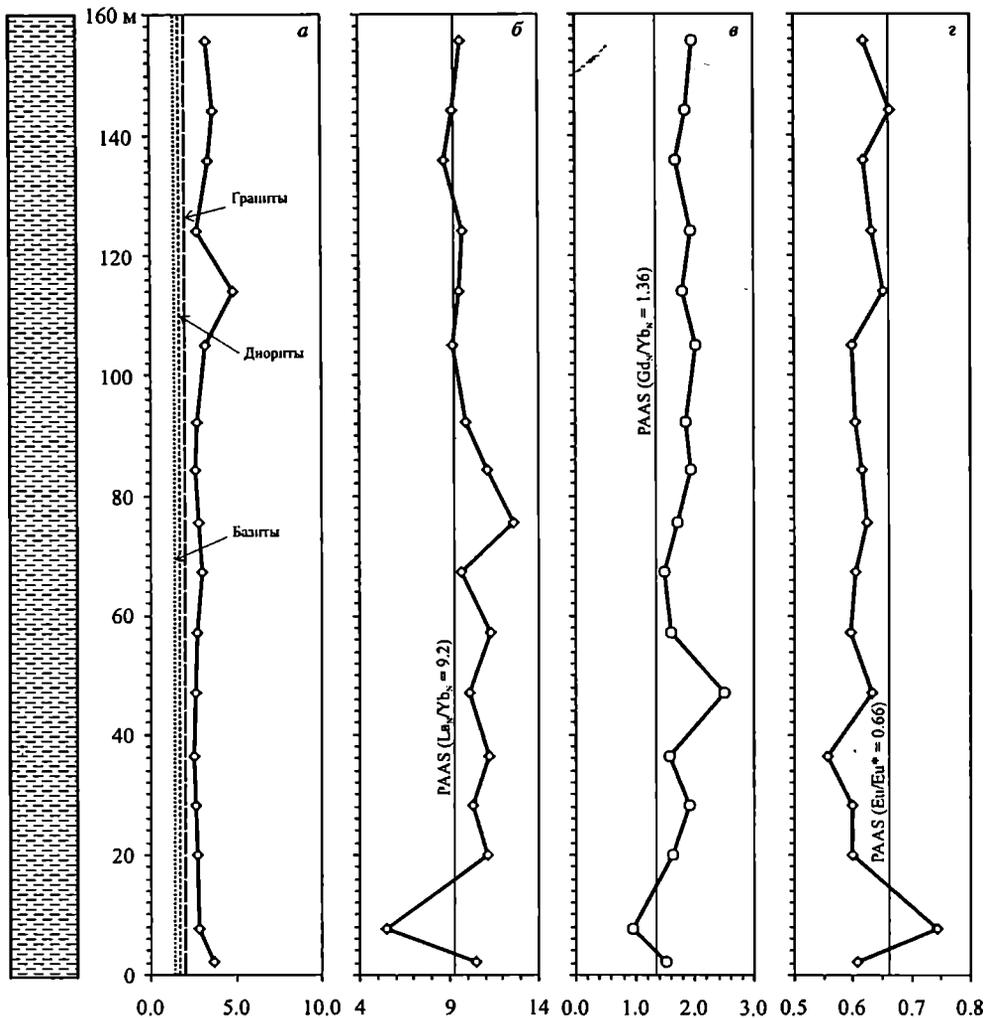


Рис. 74. Характер изменения значений Cr/Ni (а), La_N/Yb_N (б), Gd_N/Yb_N (в) и Eu/Eu^* (г) в алевроаргиллитах крутихинской подсвиты чернокаменной свиты (обн. 0317). Значения индикаторных отношений для различных магматических пород (по: Интерпретация..., 2001). Значения La_N/Yb_N , Gd_N/Yb_N и Eu/Eu^* для PAAS (по: Тейлор, МакЛеннан, 1988). Условные обозначения см. рис. 2

субстратов. Минимальное значение отношения La_N/Yb_N в разрезе верхней части подсвиты составляет 5.50 (образец Us-81-2, отобранный на отметке 7.6 м от основания разреза 0317), максимальное равно 12.59 (образец Us-81-9, отметка 75.5 м от основания разреза). Какой-либо определенной тенденции в изменении параметра по разрезу не прослеживается (рис. 74, б). Наибольший разброс значений La_N/Yb_N отмечается для нижней половины разреза 0317. Медианная величина La_N/Yb_N (9.91) близка по значению к PAAS (9.2).

Отношение Gd_N/Yb_N и величина отрицательной Eu аномалии в крутихинской подсвите ведут себя относительно однообразно (рис. 74, в, г, 75, б, в).

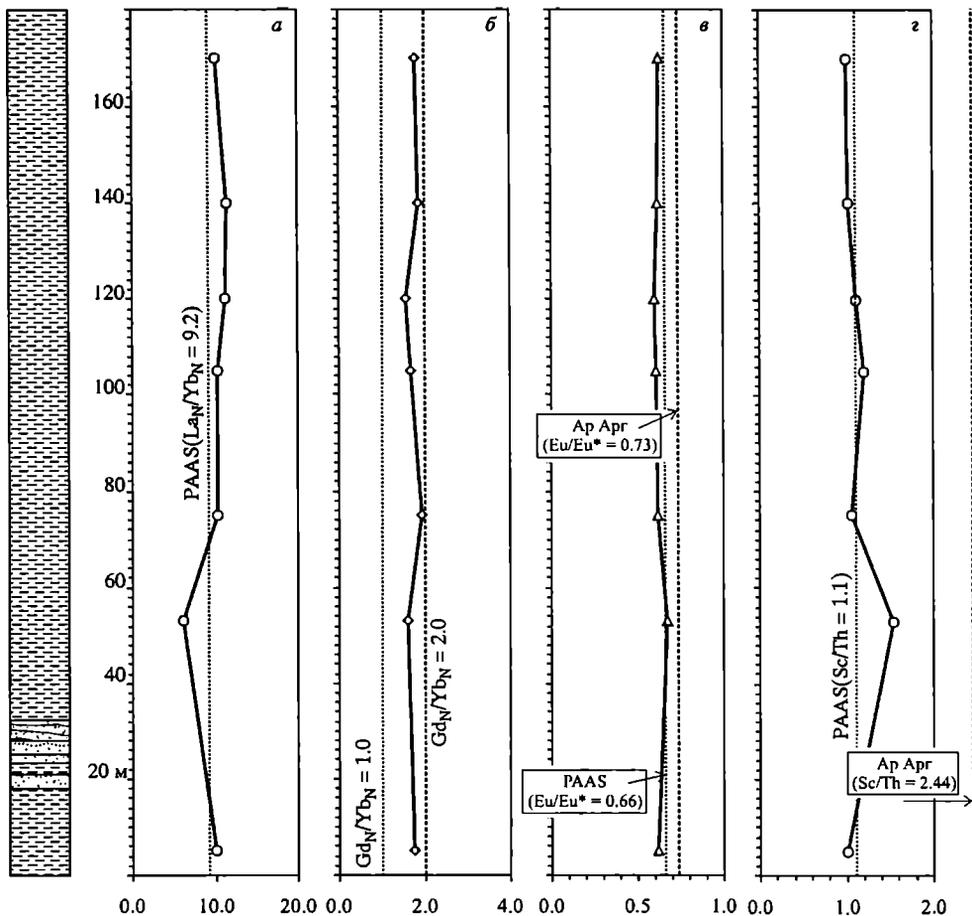


Рис. 75. Особенности изменения значений La_N/Yb_N (а), Gd_N/Yb_N (б), Eu/Eu^* (в) и Sc/Th (г) в алевроаргиллитах крутихинской подсвиты чернокаменной свиты (обн. 0312). Значения Sc/Th для среднего архейского аргиллита (Ap Arg) и PAAS соответственно (по: Condie, 1993; Тейлор, Мак Леннан, 1988).

Условные обозначения см. рис. 2

Медианное значение Eu аномалии в алевроаргиллитах нижней (0.62) и верхней (0.61) частей подсвиты немного ниже, чем в PAAS (0.66). Медианное значение отношения Gd_N/Yb_N (1.81), напротив, немного выше, чем в PAAS (1.36), но не выходит за рамки интервала 1–2, считающегося нормальным для тонкозернистых пород, не имеющих обогащения или обеднения ТРЗЭ.

Значения отношения Sc/Th в подавляющем большинстве проб из разреза 0312 близки к значениям данного параметра в PAAS (рис. 75, г). Исключением является проба из интервала 15.95–38.90 м, в которой величина Sc/Th составляет 1.53, тогда как ниже и выше по разрезу составляет соответственно 1.02 и 1.06 (в PAAS – 1.1). Принимая во внимание медианное значение отношения Th/Cr (0.14) и значения данного параметра в пробах из разреза 0317 (минимальное – 0.08, максимальное – 0.17),

можно сделать вывод, что на палеоводосборах присутствовали породы, состав которых варьировал от диоритового до гранодиоритового. Определенная тенденция в изменении величины Th/Cr в верхней части крутихинской подсвиты отсутствует, тогда как для отношения Th/Sc намечается слабая тенденция к росту снизу вверх по разрезу подсвиты (рис. 73, б, в). Медианное значение рассматриваемого параметра в алевроаргиллитах верхней части крутихинской подсвиты (0.89) достаточно близко к гранодиоритам (0.76) (Интерпретация..., 2001). Значения отношения Ce/Cr в пробах из разреза 0317 (медиана – 0.93, минимальное – 0.55, максимальное – 1.08) достаточно близки к PAAS (0.73). Определенной тенденции в изменении Ce/Cr снизу вверх по разрезу верхней части крутихинской подсвиты нет (рис. 73, з).

7.2.8. Кобылоостровская подсвита чернокаменной свиты

Кобылоостровская подсвита представлена всего четырьмя пробами, для которых определены содержания широкого спектра элементов-примесей, однако для анализа изменения значений различных индикаторных отношений в изученном разрезе 0313 этих данных, к сожалению, недостаточно.

В целом алевроаргиллиты и аргиллиты чернокаменной свиты отличаются более высоким медианным значением La_N/Yb_N , чем близкие к ним по гранулометрическому составу образования старопечнинской и перевалокской свит. При этом максимальное значение La_N/Yb_N (13.80) почти в 2.5 раза больше, чем минимальное, что позволяет предполагать сохранение заметной гетерогенности состава пород на палеоводосборах и в чернокаменское время. Максимальное значение отношения Gd_N/Yb_N для аргиллитов и алевроаргиллитов чернокаменной свиты составляет 2.32, а минимальное – 1.17 (медиана $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 1.72 \pm 0.22$). Значения Eu/Eu^* во всех проанализированных образцах отрицательные (рис. 63, в) и изменяются от 0.51 до 0.87 при медиане 0.64 ± 0.05 . Следует отметить, что по медианной величине Eu/Eu^* тонкозернистые породы чернокаменной свиты похожи на аналогичные по гранулометрическому составу породы старопечнинского уровня. Алевроаргиллиты усть-сылвицкой свиты имеют сходные с охарактеризованными выше породами особенности нормированных на хондрит спектров распределения РЗЭ (см. рис. 63, з).

Авторами не выявлено существенных различий между нормированными на хондрит спектрами РЗЭ в тонкозернистых обломочных породах

Таблица 25

Медианные значения основных параметров нормированных на хондрит спектров РЗЭ в тонкозернистых породах различных подсвит чернокаменной свиты

Подсвита	La_N/Yb_N	La_N/Sm_N	Gd_N/Yb_N	Eu/Eu^*
Вилухинская	10.42	3.71	1.69	0.66
Шурышская	8.96	3.14	1.81	0.63
Синскаменская	9.61	3.64	1.70	0.63
Коноваловская	11.77	4.08	1.93	0.66
Крутихинская	10.28	3.75	1.75	0.62
Кобылоостровская	10.60	3.97	1.65	0.61

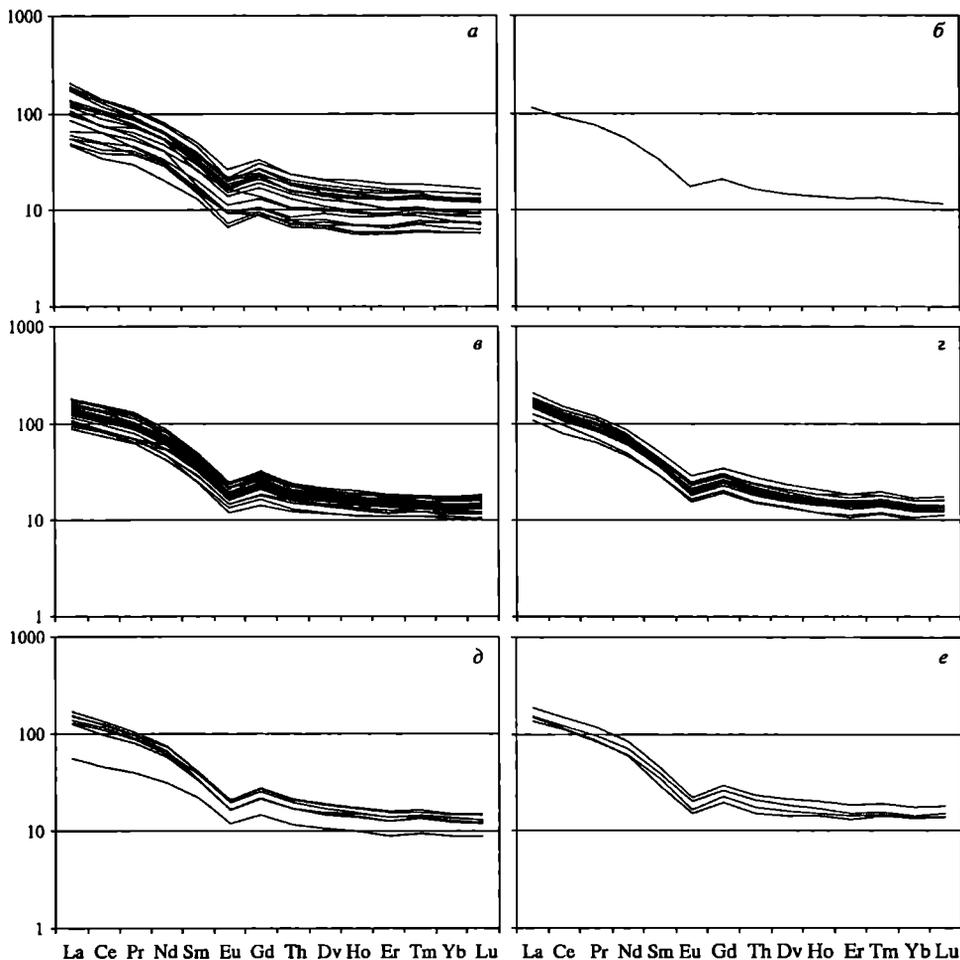
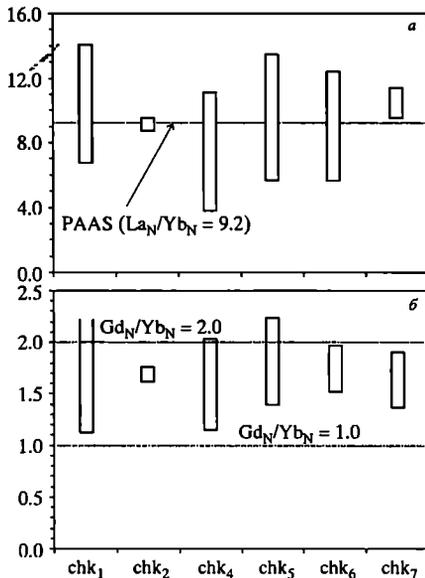


Рис. 76. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в тонкозернистых терригенных породах чернокаменской свиты.
 Подсвиты: а – вилухинская, б – шурышская, в – синекаменская, з – коноваловская, д – крутихьянская, е – кобылоостровская

различных подсвит чернокаменской свиты (рис. 76, табл. 25). В то же время по ряду параметров спектров РЗЭ (медианные значения) подсвиты чернокаменской свиты несколько отличны друг от друга. Так, минимальное медианное значение отношения La_N/Yb_N характерно для алевроаргиллитов синекаменской (9.61) подсвиты, а максимальное (11.77) – для тонкозернистых пород коноваловского уровня. Наибольшая крутизна левой ветви спектров присуща породам коноваловской подсвиты ($La_N/Sm_N = 4.08$). Деплетирование или обогащение ТРЗЭ (по медианным значениям) не наблюдается ни в одной из подсвит. В то же время медианная величина Gd_N/Yb_N в алевроаргиллитах коноваловской свиты весьма высока (1.93). Медианные значения отрицательной Eu аномалии для чернокаменской свиты варьируют от 0.61 (кобылоостровская подсвита)

Рис. 77. Вариации значений La_N/Yb_N (а) и Gd_N/Yb_N (б) в тонкозернистых терригенных образованиях чернокаменской свиты. Значение La_N/Yb_N для PAAS (по:Тейлор, МакЛеннан, 1988). Условные обозначения см. рис. 52

до 0.66 (вилухинская и шурышская подсвиты). На рис. 77 показаны вариации минимальных и максимальных значений отношений La_N/Yb_N и Gd_N/Yb_N в аргиллитах и мелкозернистых алевролитах различных подсвит чернокаменской свиты. Значения первого из указанных параметров достаточно близки к значению La_N/Yb_N в PAAS, а амплитуда изменения величины Gd_N/Yb_N в целом по выборкам для подсвит уменьшается вверх по разрезу чернокаменской свиты.



7.2.9. Сводный разрез сыльвицкой серии

Сравнение полученных для сыльвицкой серии значений Th/Cr и Th/Sc с величиной этих же отношений в позднеархейских базальтах (соответственно 0.002 и 0.03), среднепротерозойских базальтах (0.016 и 0.07), архейских гранитах (0.93 и 3.75) и протерозойских гранитах (1.0 и 3.6) (Condie, 1993) позволяет предполагать, что источниками основной массы тонкой алюмосиликокластики для располагавшегося на территории современного западного склона Среднего Урала в позднем венде бассейна были преимущественно породы кислого состава (рис. 78, а, б), и только в отдельные моменты в область седиментации попадала более основная тонкая терригенная взвесь.

Величины отношения Ce/Cr в архейских и протерозойских аргиллитах заметно различаются, составляя соответственно 0.12 и 0.71 (Condie, 1993), а по данным С. Тейлора и С. МакЛеннана (1988) – 0.095 и 0.73, поэтому этот показатель также может быть использован при оценке интегрального возраста пород на палеоводосборах. В пробах мелкозернистых алевролитов и аргиллитов старопечнинской свиты отношение Ce/Cr варьирует от 0.24 до 0.65 (медиана 0.46) (рис. 78, в). В породах перевалокской свиты этот параметр отчетливо снижается снизу вверх по разрезу от 0.56–0.88 до 0.18–0.31 (медиана 0.37). Примерно в том же коридоре, т. е. между значениями, характерными для архейского и протерозойского средних аргиллитов, меняются значения Ce/Cr в алевроаргиллитах вилухинской и шурышской подсвит чернокаменской свиты (медианы 0.55 и 0.62). В разрезе синекаменской подсвиты чернокаменской свиты в алевроаргиллитах из нижней части осадочной последовательности величина Ce/Cr имеет относительно высокое значение, затем вверх по разрезу снижается до 0.22, после чего вновь растет до 1.18–1.25. Медианное значение отношения Ce/Cr составляет 0.97,

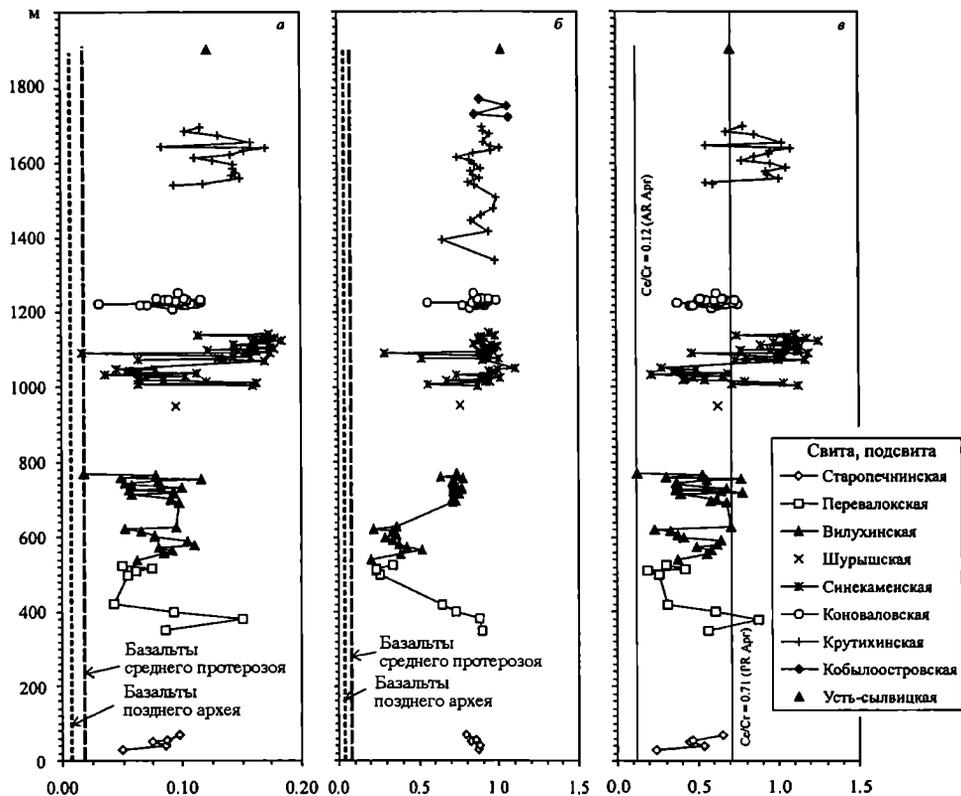


Рис. 78. Вариации в сводном разрезе сылвицкой серии значений Th/Cr (а), Th/Sc (б) и Ce/Cr (в). Построено по данным анализа частных образцов глинистых сланцев и алевроаргиллитов. Значения индикаторных отношений для базальтов позднего архея и среднего протерозоя, а также величины Ce/Cr для средних архейского и протерозойского аргиллитов (соответственно AR Arg и PR Arg) (по: Condie, 1993)

что указывает на размыв достаточно зрелых блоков континентальной коры, в составе которых практически не было примитивных архейских субстратов. Тонкозернистые породы коноваловской подсвиты чернокаменной свиты по величине отношения Ce/Cr (медиана 0.61) сопоставимы с вилухинской подсвитой (медиана 0.55), тогда как крутихинской подсвиты (медиана 0.93) – тяготеют к алевроаргиллитам верхней части синекаменской подсвиты. Все сказанное позволяет считать, что при формировании сылвицкой серии в областях размыва присутствовали в основном блоки раннепротерозойской коры.

Величина отношения La_N/Yb_N в аргиллитах и мелкозернистых алевролитах старопечнинской свиты варьирует от ~6.7 до 16.4 (рис. 79, а) при медианном значении 12.88. Алевроаргиллиты и мелкозернистые глинистые алевролиты перевалокской свиты характеризуются заметно меньшим медианным значением (9.30). В отдельных пробах величина La_N/Yb_N составляет 5.07–9.52, при этом в верхней части перевалокской свиты значения существенно ниже, чем в старопечнинской свите и перекрывающих образованиях. Алевроаргиллиты вилухинской подсвиты чернокаменной

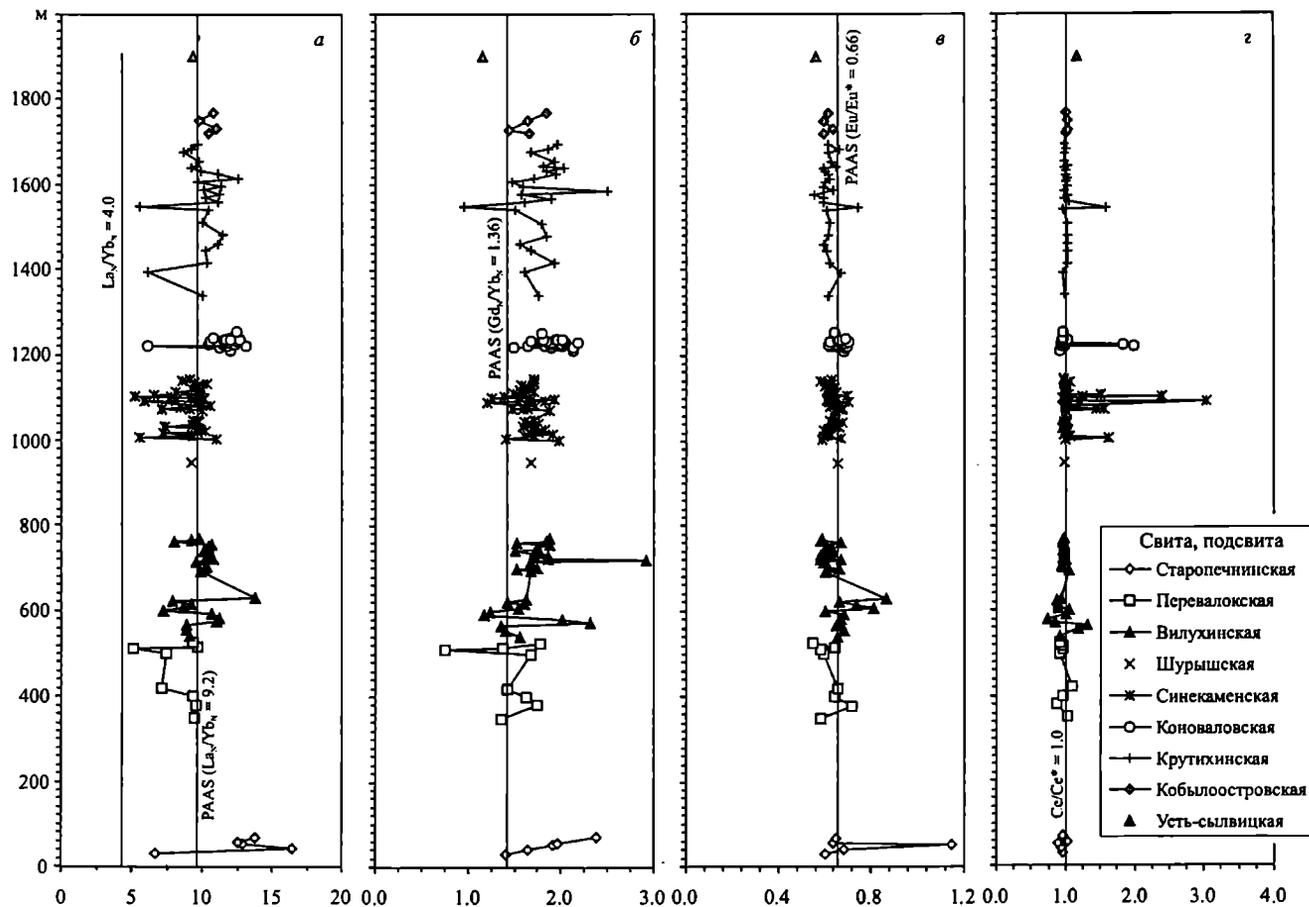


Рис. 79. Вариации в сводном разрезе сыльвицкой серии значений отношений La_N/Yb_N (а), Gd_N/Yb_N (б), Eu/Eu^* (в) и Ce/Ce^* (з). Построено по данным анализа частных образцов глинистых сланцев и алевроаргиллитов. Значения La_N/Yb_N , Gd_N/Yb_N и Eu/Eu^* для PAAS (по: Тейлор, МакЛеннан, 1988)

свиты имеют медианное значение $La_N/Yb_N \sim 10.2$, пределы изменения – 7.19–13.8 без видимых тенденций к уменьшению или увеличению. В целом для перевалокско-вилухинского стратиграфического интервала можно отметить ряд мелких флуктуаций величины La_N/Yb_N . Алевроаргиллиты шурышской подсвиты по величине La_N/Yb_N (9.20) близки к тонкозернистым образованиям перевалокской свиты. Примерно такое же медианное значение La_N/Yb_N (9.40) характерно для аргиллитов синекаменной подсвиты, при этом здесь на общем фоне значений 8–11 наблюдается достаточно много проб с заметно меньшими величинами отношения La_N/Yb_N , что позволяет предполагать присутствие в тонкозернистой матрице пород продуктов разрушения магматических образований основного состава. Алевроаргиллиты вышележащей коноваловской подсвиты при относительно небольшом разбросе значений La_N/Yb_N имеют заметно более высокую медианную величину (~ 11.7). Алевроаргиллиты крутихинской и кобылоостровской подсвит чернокаменной свиты имеют близкие медианные величины La_N/Yb_N (соответственно 10.08 и 10.60); по сравнению с синекаменной подсвитой, здесь заметно реже отмечаются отклонения в область относительно низких значений.

Медианные значения отношения Gd_N/Yb_N в тонкозернистых породах сыльвицкой серии не выходят за пределы стандартных для подавляющего большинства постархейских тонкозернистых алюмосиликокластических образований (1.0–2.0), при этом наиболее высокие медианные значения характерны для мелкозернистых алевролитов и алевроаргиллитов старопечнинской свиты (1.91), а минимальные (1.15) – для аргиллитов и алевроаргиллитов усть-сылвицкой свиты (рис. 79, б). Снизу вверх в сводном разрезе сыльвицкой серии начиная с шурышской подсвиты в пробах наблюдается постепенное увеличение, а потом спад значений Gd_N/Yb_N .

Величина отрицательной европиевой аномалии по разрезу сыльвицкой серии не испытывает существенных изменений (рис. 79, в). Относительно постоянной остается и величина цериевой аномалии, медианные значения которой в породах сыльвицкой серии составляют 0.95–1.02 (рис. 79, г), что характерно для мелководных шельфовых (прибрежных) обстановок.

На диаграмме Th–La большинство фигуративных точек составов тонкозернистых пород сыльвицкой серии локализовано в области значений Th – 3.5–24 г/т и La – 13–80 г/т (рис. 80, а). В этой же области расположены точки PAAS (Тейлор, МакЛеннан, 1988), а также средних составов архейских гранитов, тоналит-гранодит-гранитных ассоциаций и (в области относительно небольших значений и Th и La) среднего архейского аргиллита (Condie, 1993). Существенно иное положение на диаграмме, в области достаточно низких содержаний Th и La, характерно для средней точки позднеархейских базальтов. Таким образом, положение точек составов аргиллитов и алевроаргиллитов сыльвицкой серии и ряда стандартных геохимических объектов говорит о том, что во время формирования сыльвицкой серии на палеоводосборах, по всей вероятности, доминировали породы кислого состава. Тяготение ряда точек алевроаргиллитов чернокаменной свиты к стандартному составу позднеархейского базальта может быть связано с присутствием в составе тонкозернистых пород обломков базальтов и андезито-базальтов, а также обусловлено некоторым количе-

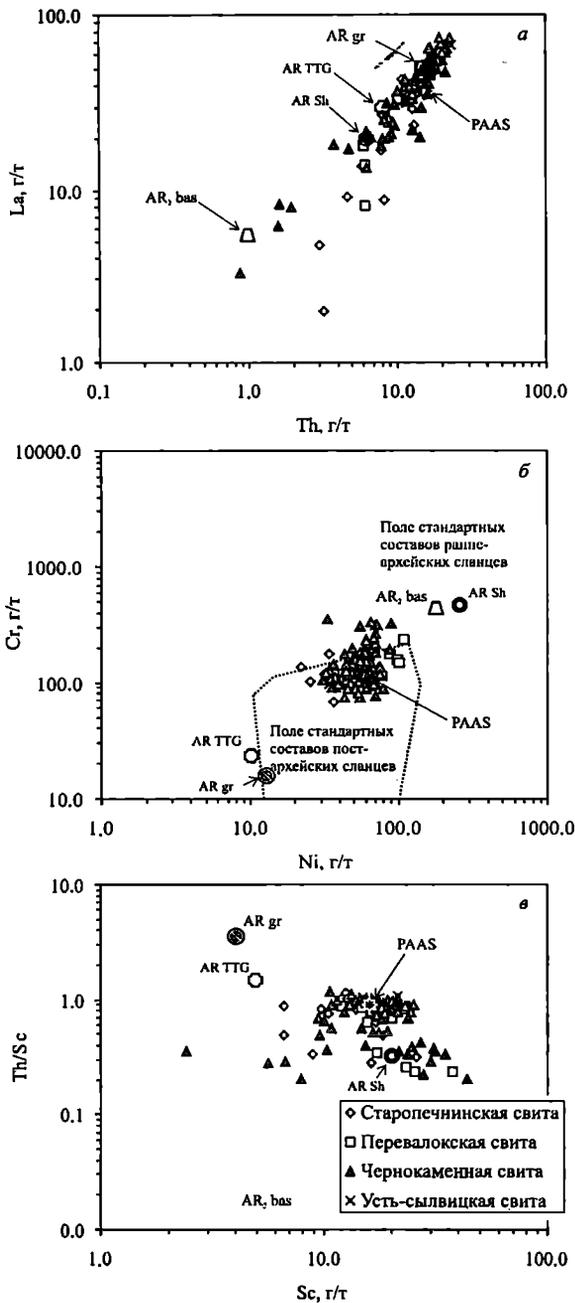


Рис. 80. Положение фигуративных точек составов алавроаргиллитов и глинистых сланцев сылвицкой серии на диаграммах Th–La (а), Ni–Cr (б) и Sc–Th/Sc (в) (Тейлор, МакЛеннан, 1988).

PAAS – постархейский средний австралийский глинистый сланец; AR Sh – архейский аргиллит (Тейлор, МакЛеннан, 1988); AR gr – средний архейский гранит; AR TTG – средний состав пород архейских тоналит-трондэемит-гранитных ассоциаций; AR, bas – средний позднеархейский базальт (Condie, 1993)

ством основной пирокластики, не фиксируемой обычными микропетрографическими методами.

Несколько иначе расположены точки составов аргиллитов и алевроаргиллитов сыльвицкой серии на диаграмме Ni–Cr (рис. 80, б), демонстрируя компактное расположение вокруг стандартной точки PAAS и при этом достаточную удаленность как от стандартного состава архейских ТТГ-ассоциаций и гранитов, так и от точки среднего состава позднеархейских базальтов.

Похожая ситуация наблюдается и на диаграмме Sc–Th/Sc (рис. 80, в), где поля всех четырех свит сыльвицкой серии характеризуются практически полным перекрытием по значениям отношения Th/Sc (0.2–1.4). В то же время по содержанию Sc практически каждая свита имеет свое лицо. Так, для аргиллитов и мелкозернистых алевролитов чернокаменной свиты пределы вариаций содержания Sc составляют 2.5–42 г/т, алевроаргиллиты и мелкозернистые глинистые алевролиты перевалокской свиты имеют существенно более узкий коридор вариаций для Sc – от 13–14 до 40 г/т, а тонкозернистые образования старопечнинской свиты содержат Sc в количестве 6.5–28 г/т.

На диаграмме Gd_N/Yb_N –Eu/Eu* точки составов тонкозернистых образований сыльвицкой серии по присущим им значениям Gd_N/Yb_N и Eu/Eu* примерно соответствуют стандартным составам постархейских глинистых сланцев и аргиллитов и, в частности, стандартному составу PAAS (рис. 81, а).

На диаграмме Co/Hf – Ce/Cr подавляющая часть алевроаргиллитов характеризуется значениями отношения Co/Hf менее 5.0, тогда как величина отношения Ce/Cr варьирует в них от < 0.01 до 1.60–1.65 (рис. 81, б). Полученные для значительной части проб низкие значения Ce/Cr допускают примесь тонкой архейской силикокластики в мелкозернистых алевролитах и аргиллитах, но низкие не типичные для архейских аргиллитов значения Co/Hf свидетельствуют, скорее, против такой интерпретации. Точки средних архейских гранитоидов и средних позднеархейских базальтов занимают положение вне пределов диаграммы, так как имеют существенно более высокие значения Ce/Cr и Co/Hf.

Положение точек состава аргиллитов и алевроаргиллитов сыльвицкой серии на диаграмме La/Sm–Sc/Th (рис. 81, в) также может указывать на преобладание пород кислого состава (архейские гранитоиды и породы ТТГ-ассоциаций того же возраста) среди питающих провинций. Вместе с тем и здесь некоторые из входящих в состав проанализированной авторами коллекции проб характеризуются определенной геохимической близостью к стандартному составу среднего архейского аргиллита.

Весьма ярко проявлен геохимический характер размывавшегося в позднем венде субстрата на диаграмме Hf–La/Th (рис. 82, а). Здесь за малым исключением практически все фигуративные точки аргиллитов, алевроаргиллитов и мелкозернистых алевролитов сыльвицкой серии компактно локализованы в области значений, типичных для зрелой континентальной коры. Об этом же свидетельствует и диаграмма La/Sc–Th/Co (рис. 82, б).

Таким образом, можно считать, что на всем протяжении сыльвицкого времени в областях питания доминировали блоки геохимически достаточно зрелой континентальной коры, а породы основного состава играли в целом подчиненную роль.

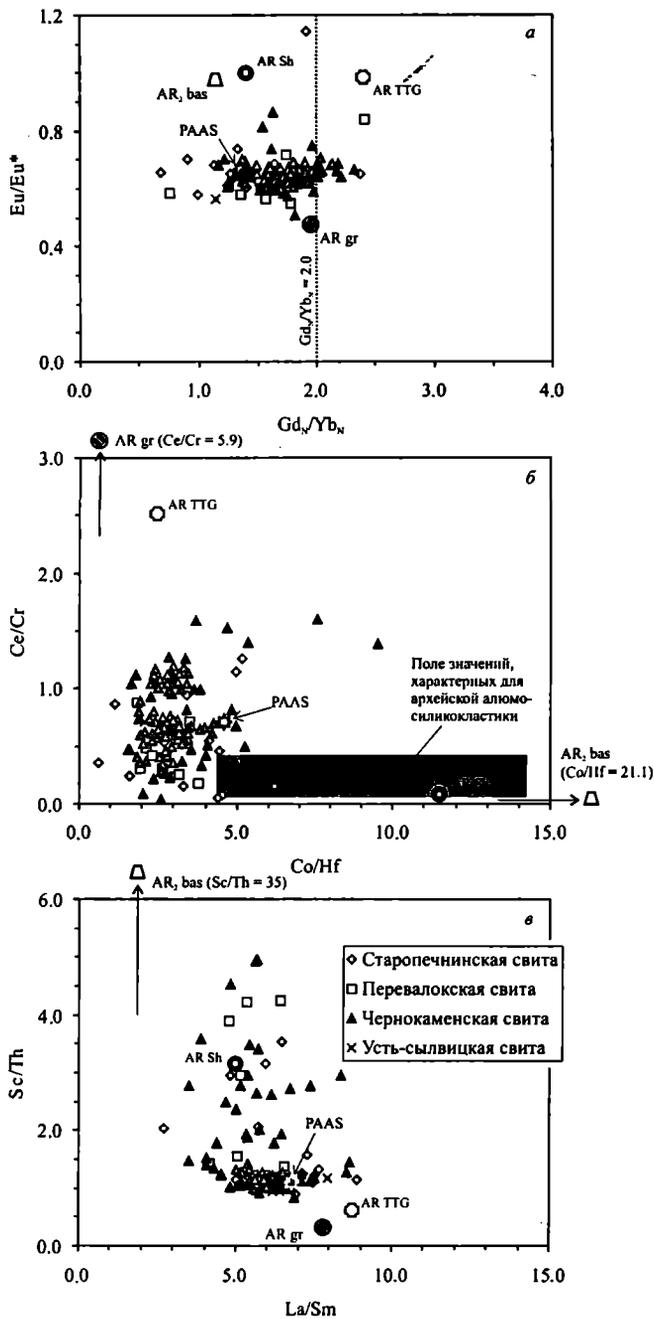


Рис. 81. Положение фигуративных точек составов алевроаргиллитов и глинистых сланцев сыльвицкой серии на диаграммах Gd_N/Yb_N - Eu/Eu^* (a), (Тейлор, МакЛеннан, 1988), Co/Hf - Ce/Cr (b), La/Sm - Sc/Th (e) (Dobson et al., 2001).

Условные обозначения см. рис. 80

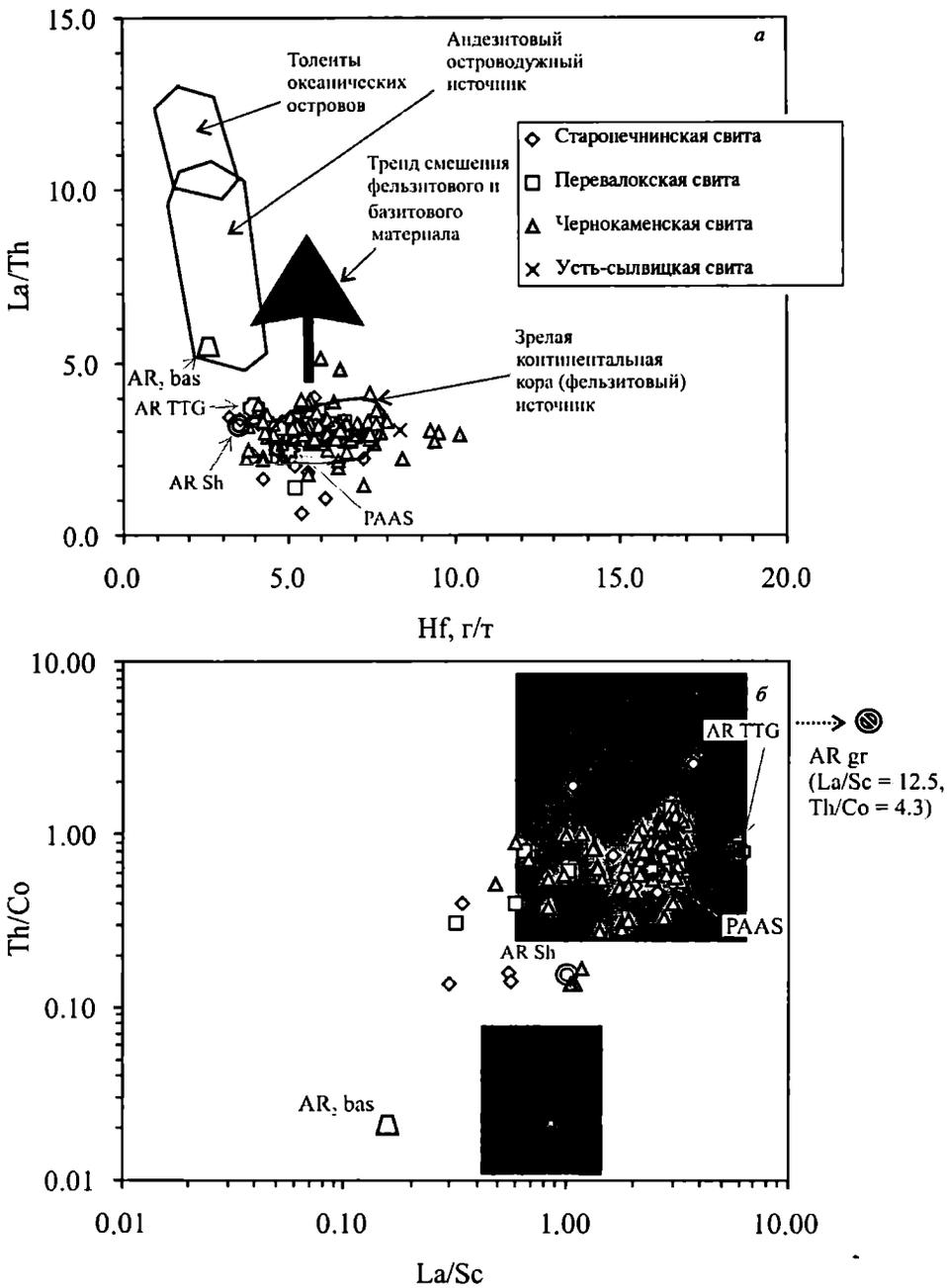


Рис. 82. Положение точек составов тонкозернистых терригенных пород сylvицкой серии на диаграммах Hf – La/Th (а) (Gu, 1994) и La/Sc – Th/Co (б) (Cullers, 2002).

Условные обозначения см. рис. 80

7.3. ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ

В качестве показателя окислительно-восстановительных особенностей придонных вод палеобассейнов седиментации в отечественной литературе используется преимущественно отношение Mo/Mn (Холодов, Недумов, 1991; Гаврилов и др., 2002; Маслов и др., 2003б; Бяков, Ведерников, 2007). Считается, что в палеобассейнах с сероводородным заражением величина данного отношения варьирует от 0.0n до 0.n, тогда как в хорошо аэрируемых водоемах она составляет существенно менее 0.00n (Холодов, Недумов, 1991; Холодов, Пауль, 1999). В зарубежных публикациях можно найти несколько более широкий спектр подобных индикаторов, в том числе Ni/Co , V/Cr , $V/(V + Ni)$, Re/Mo , Mo/Co , V/Co и U/Th (Jones, Manning, 1994; Hatch, Leventhal, 1992; Rachold, Brumsack, 2001; Rimmer, 2004; Turgeon, Brumsack, 2006), однако одновременное применение их может давать не согласующиеся между собой результаты (Маслов и др., 2003б). Придонные воды бассейнов седиментации по степени насыщенности кислородом могут быть подразделены на четыре зоны: окисную (концентрация кислорода > 2.0 мл/л), диоксидную (2.0–0.2 мл/л), субоксидную (0.2–0.0 мл/л) и бескислородную (0.0 мл/л, в осадке присутствуют сульфиды) (Tyson, Pearson, 1991).

На примере ряда литостратиграфических подразделений верхней юры (Draupne and Heather formations) грабена Викинг в Северном море и формации Kimmeridge Clay Англии показана возможность использования для реконструкции придонных концентраций кислорода таких геохимических индексов, как DOP (degree of pyritization, степень пиритизации осадков), C/S , U/Th , $U_{аут} = U_{total} - Th/3$, V/Cr , Ni/Co , Ni/V и $(Cu + Mo)/Zn$ (Wignall, Myers, 1988; Jones, Manning, 1994). Показано, что наиболее хорошо разграничивают редокс-условия придонных вод индексы DOP, U/Th , «аутигенный U», V/Cr и Ni/Co . Калибровка значений Ni/Co , U/Th , V/Cr и «аутигенного U» по отношению к характеру пиритизации осадков позволила наметить количе-

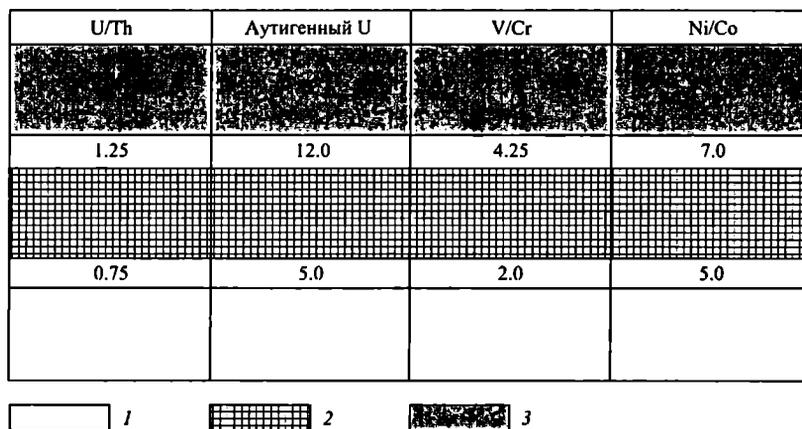


Рис. 83. Корреляция значений редокс-индексов для различных по насыщенности кислородом зон придонного слоя воды (Jones, Manning, 1994).
1 – окисная зона, 2 – диоксидная зона, 3 – бескислородная зона

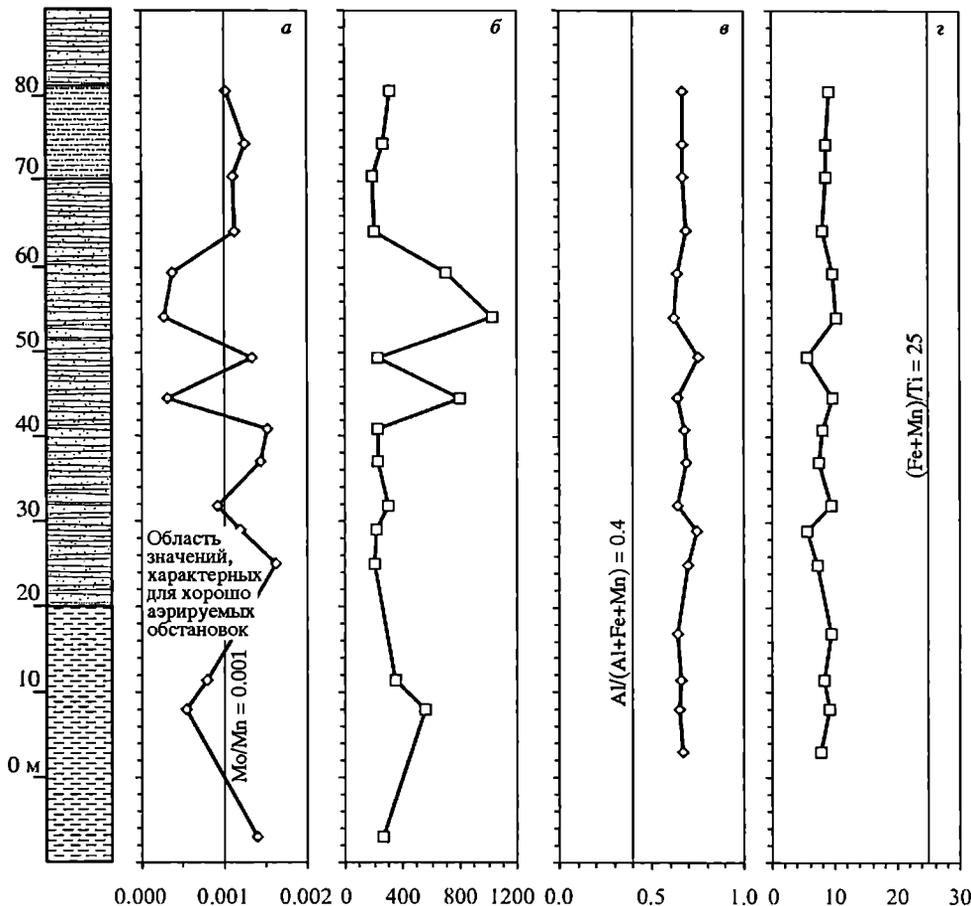


Рис. 84. Особенности изменения величины отношения Mo/Mn (а), содержания Mn (б), модулей Бострёма (в) и Страхова (г) в алевроаргиллитах вилухинской подсвиты чернокаменской свиты (обн. 0306).

Величина модуля Бострёма (0.4) разделяет осадки с наличием или отсутствием эксгалационных компонентов (Boström, 1973).

Условные обозначения см. рис. 2

ственные границы между бескислородной, дисоксидной и оксидной зонами (Jones, Manning, 1994). Так, при значениях индексов U/Th , «аутигенного U », V/Cr и Ni/Co , превышающих соответственно, 1.25, 12.0, 4.25 и 7.0, глинистые сланцы формировались в бескислородных обстановках, тогда как при величинах тех же индексов, меньших соответственно 0.75, 5.0, 2.0 и 5.0, исходные тонкозернистые алюмосиликокластические осадки накапливались в окислительных придонных обстановках (рис. 83).

Ниже рассмотрены вариации Mo/Mn (коэффициент стагнации) и содержания Mn в тонкозернистых алюмосиликокластических породах опорных разрезов различных литостратиграфических подразделений сыльвицкой серии.

Исходя из медианного значения отношения Mo/Mn (0.0008) можно предполагать, что в придонных слоях воды в старопечнинском палеобассейне

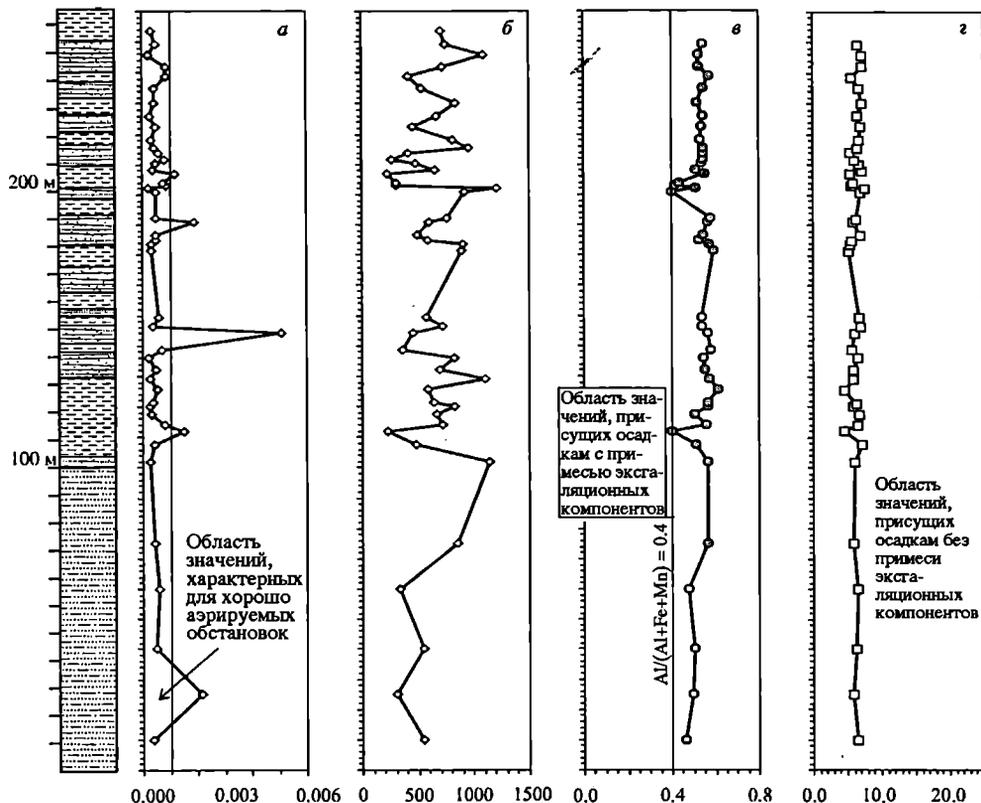


Рис. 85. Особенности изменения значений Mo/Mn (а), содержания Mn (б), модулей Бострёма (в) и Страхова (г) в алевроаргиллитах шурышской и синикаменской подсвит чернокаменской свиты (обн. 0535).
Условные обозначения см. рис. 2

существовали в основном окислительные обстановки. Вариации Mo/Mn и Mn в перевалокской свите позволяют считать, что практически на всем протяжении времени накопления придонные воды палеобассейна были также достаточно хорошо насыщены кислородом (см. рис. 66, в, г). Только в двух пробах, отобранных с отметок 80 и 210 м от основания разреза 0401, более высокие, чем 0.001, значения отношения Mo/Mn дают основание предполагать, что в палеобассейне осадконакопления могли временами существовать и дисоксидные обстановки.

Величина отношения Mo/Mn в алевроаргиллитах вилухинской подсвиты варьирует без определенной закономерности от 0.0003 до 0.0016 при медианном значении 0.0011 (рис. 84, а), что в целом указывает на формирование тонкозернистых образований в обстановках хорошо аэрируемого придонного слоя воды. Содержание Mn в алевроаргиллитах изменяется в интервале 197–1030 г/т (медианное значение 267 г/т) также без какой-либо выраженной тенденции (рис. 84, б). Максимально высокие концентрации Mn наблюдаются в интервалах 50.24–61.17 м и 62.84–65.92 м. Вариации содержания Mn практически зеркально отражают изменения значений коэф-

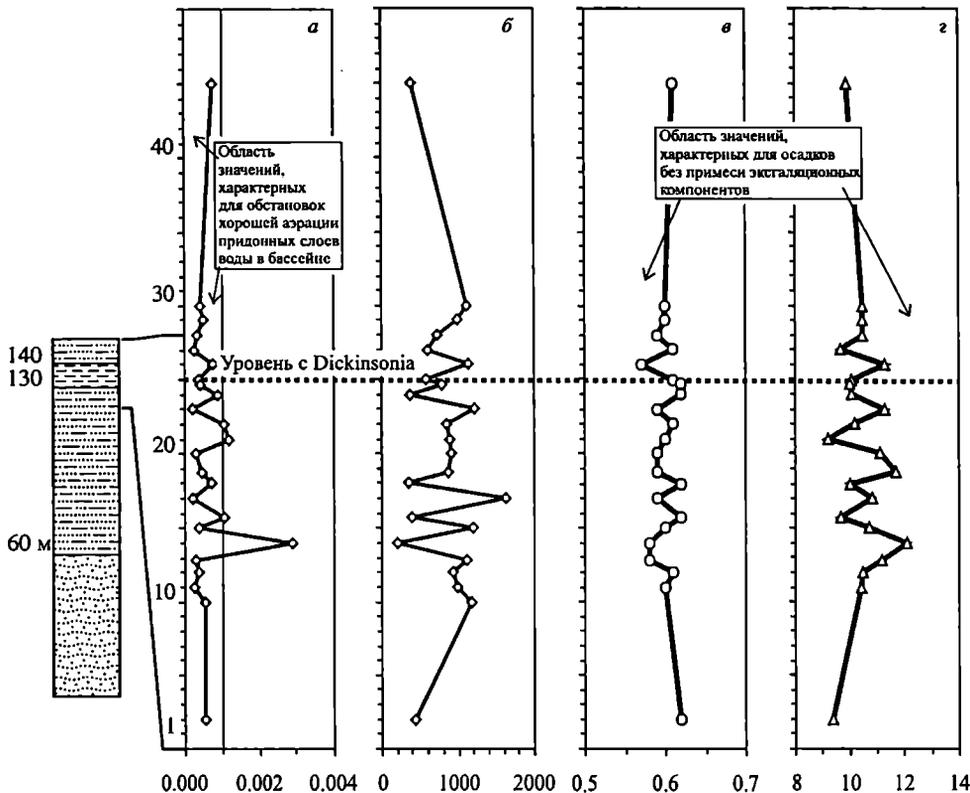


Рис. 86. Особенности изменения значений Mo/Mn (а), содержания Mn (б), модулей Бострёма (в) и Страхова (з) в тонкозернистых терригенных породах коноваловской подсвиты (обн. 0531).

Условные обозначения см. рис. 2

фициента стагнации. Доминирование в алевроаргиллитах синекаменской подсвиты значений $Mo/Mn < 0.001$ (рис. 85, а) указывает на высокие концентрации кислорода в придонных слоях воды. Об этом же свидетельствуют и достаточно большие содержания в алевроаргиллитах и аргиллитах Mn (от 220 до 1200 г/т) (рис. 85, б). Характер вариационной кривой Mo/Mn или общего содержания Mn в изученных пробах алевроаргиллитов коноваловской подсвиты позволяет предполагать существование окислительных обстановок в придонных слоях воды в палеобассейне позднеконоваловского времени (рис. 86, а, б).

Величина отношения Mo/Mn в образцах аргиллитов и алевроаргиллитов крутихинской подсвиты, отобранных из обн. 0312, имеет значения в основном ниже 0.001, что указывает на присутствие во всей толще воды в палеобассейне достаточного количества кислорода (рис. 87, а). Вверх по разрезу наблюдается постепенный рост значений данного параметра, однако этот сдвиг, скорее всего, не связан со сменой условий на дисоксидные, так как рост снизу вверх по разрезу общего содержания Mn в алевроаргиллитах от ~134 г/т до ~570 г/т указывает на доминирование в

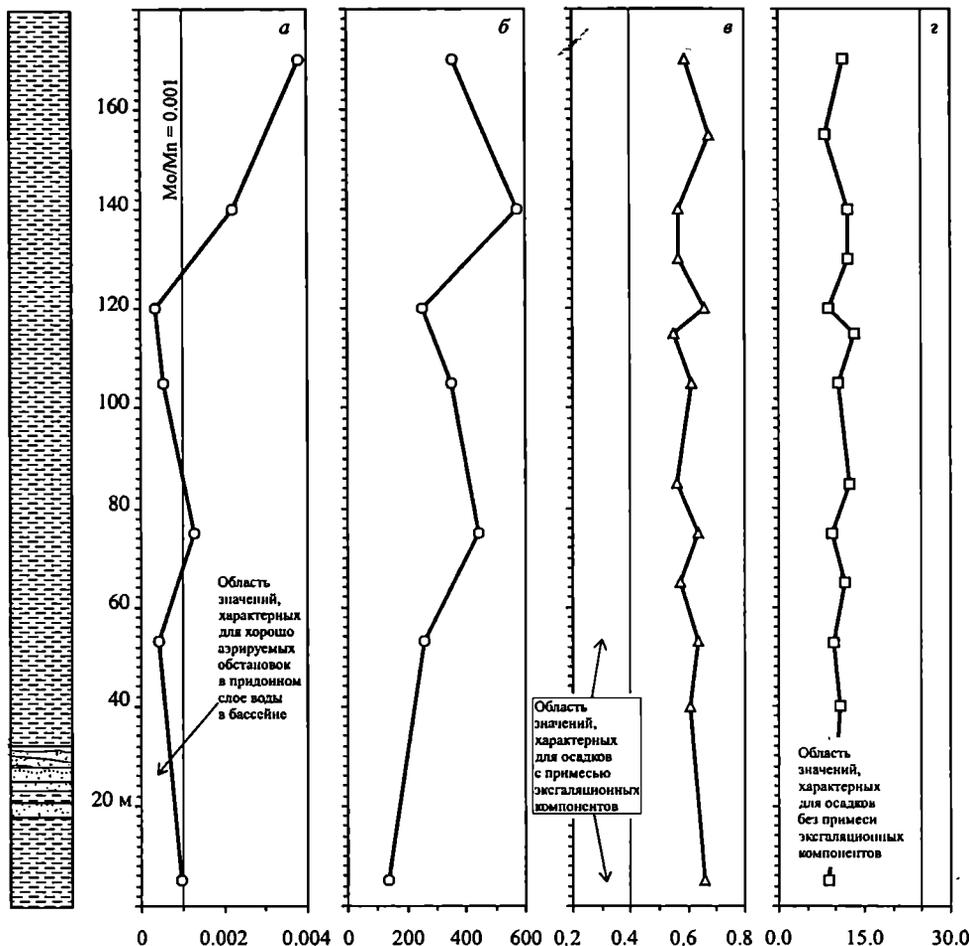


Рис. 87. Особенности изменения значений Mo/Mn (а), содержания Mn (б), модулей Бострёма (в) и Страхова (z) в тонкозернистых терригенных породах крутихинской подсвиты чернокаменской свиты (обн. 0312).
Условные обозначения см. рис. 2

палеобассейне окислительных обстановок на протяжении всего времени накопления нижней части крутихинской подсвиты (рис. 87, б). Величина отношения Mo/Mn в пробах алевроаргиллитов из верхней части крутихинской подсвиты испытывает некоторые вариации снизу вверх по разрезу (минимальное значение 0.0003, максимальное – 0.0034), однако какого-либо направленного тренда при этом не обнаруживается (рис. 88, а). Медианное значение коэффициента стагнации составляет 0.0012, что свидетельствует об отсутствии в конце крутихинского времени в придонных слоях палеобассейна застойных обстановок. Достаточно выдержано по разрезу и содержание Mn , варьирующее преимущественно в интервале 195–357 г/т (рис. 88, б). Исключением является проба Us-81-6, в которой содержание марганца составляет более 2300 г/т. Значения коэффициента

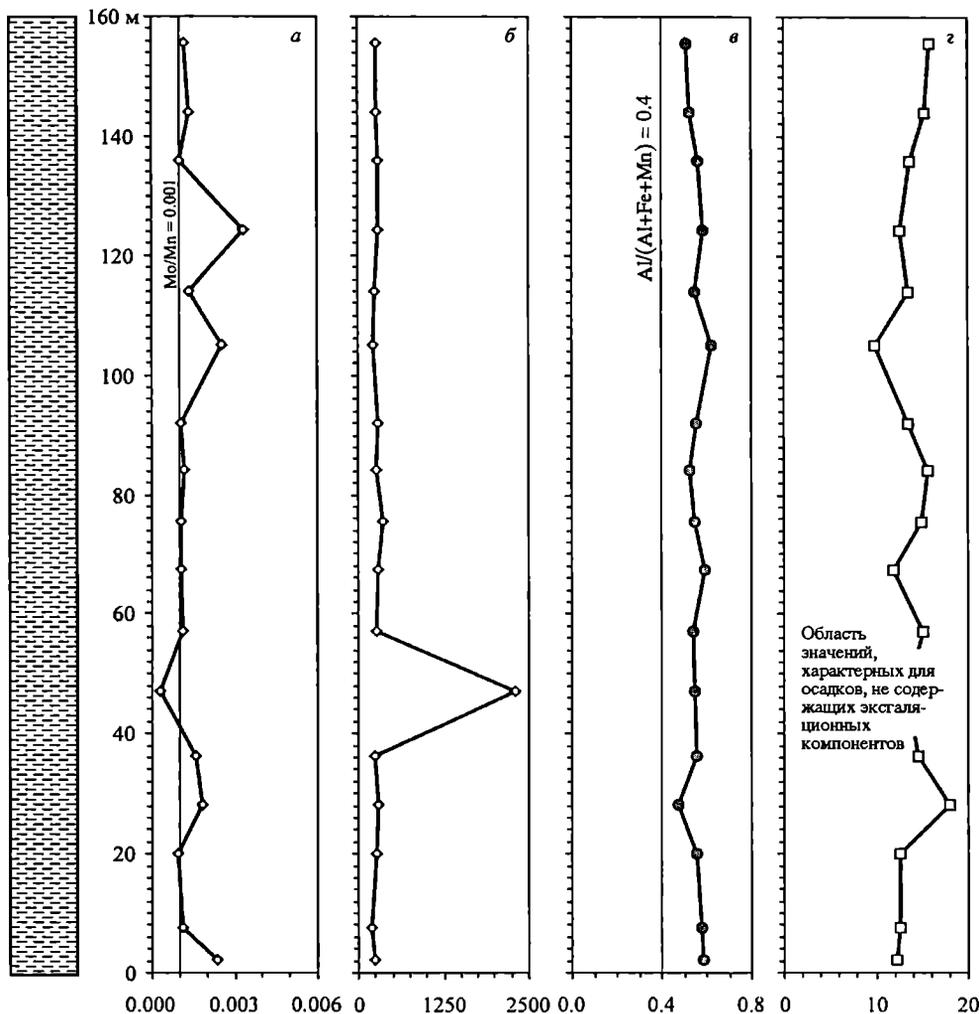


Рис. 88. Особенности изменения значений коэффициента стагнации (а), содержания Mn (б), а также модулей Бострёма (в) и Страхова (г) в алевроаргиллитах крутихинской под-
свиты чернокаменной свиты (обн. 0317).

Величина модуля Бострёма (0.4) разделяет осадки с наличием или отсутствием эксгалационных компонентов (по: Boström, 1973).

Условные обозначения см. рис. 2

стагнации в тонкозернистых алюмосиликокластических образованиях кобылоостровской подсвиты варьируют от 0.0007 до 0.004, что позволяет предполагать формирование исходных осадков при наличии в придонных водах бассейна достаточного количества кислорода. На это же указывают и содержания Mn в проанализированных авторами образцах, составляющие от 411 до 1496 г/т.

В целом для отношения Mo/Mn снизу вверх в сводном разрезе сыльвицкой серии наблюдается увеличение частоты встречаемости образцов аргиллитов и алевроаргиллитов со значениями коэффициента стагнации

> 0.001 (см. рис. 78, а) (причем происходит это в виде двух циклов – старопечнинско-вилухинского и шурышско-кобыдьостровского), что позволяет предполагать периодическое появление в палеобассейне дисоксидных обстановок.

7.4. ЭКСГАЛЯЦИОННАЯ АКТИВНОСТЬ В ПАЛЕОБАССЕЙНЕ

Важным компонентом осадочных толщ является в ряде случаев примесь продуктов подводных эксгаляций, которая в осадок заносится в виде скоагулированной взвеси гидроксидов железа или железа и марганца. Наиболее широко используемым в отечественной литературе индикатором наличия в осадках таких продуктов является модуль Страхова $(Fe + Mn)/Ti$, значения которого в осадках современных водоемов, заведомо лишенных гидротермальной активности, варьируют от 7.7 до 17 (Страхов, 1976; Бутузова, 1998). При превышении модулем Страхова порогового значения (25) в осадках можно предполагать присутствие гидротермального (эндогенного) материала. Другим индикатором подобного рода является модуль Бострёма $Al/(Al + Fe + Mn)$ (Boström, 1973): для содержащих эксгалятивные компоненты осадков значения модуля Бострёма не превышают 0.4. В последние годы предложен и ряд иных геохимических индикаторов присутствия в осадочных образованиях продуктов подводных эксгаляций, например отношение Zr/Hf (Стрекопытов и др., 1995), индекс HTSIX (Peter, 2003). Важную роль в решении вопроса о присутствии в породах эксгалятивных компонентов играет анализ РЗЭ-систематики и ряд других методических подходов.

В тонкозернистых обломочных породах старопечнинской свиты значения модуля Страхова составляют 11–13, величина модуля Бострёма варьирует от 0.62 до 0.67, что свидетельствует об отсутствии влияния на процессы седиментогенеза про-

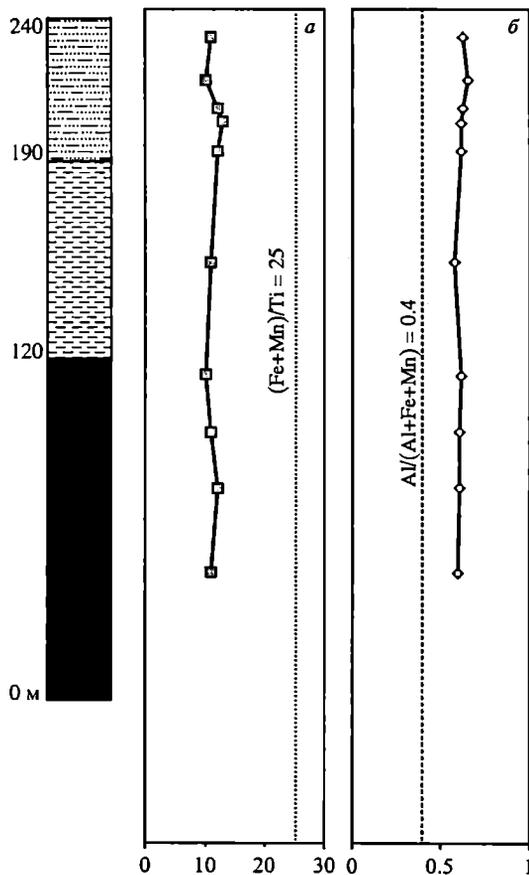


Рис. 89. Вариации значений модуля Страхова (а) и модуля Бострёма (б) в тонкозернистых алюмосиликокластических породах перевалокской свиты (обн. 0401).

Условные обозначения см. рис. 2

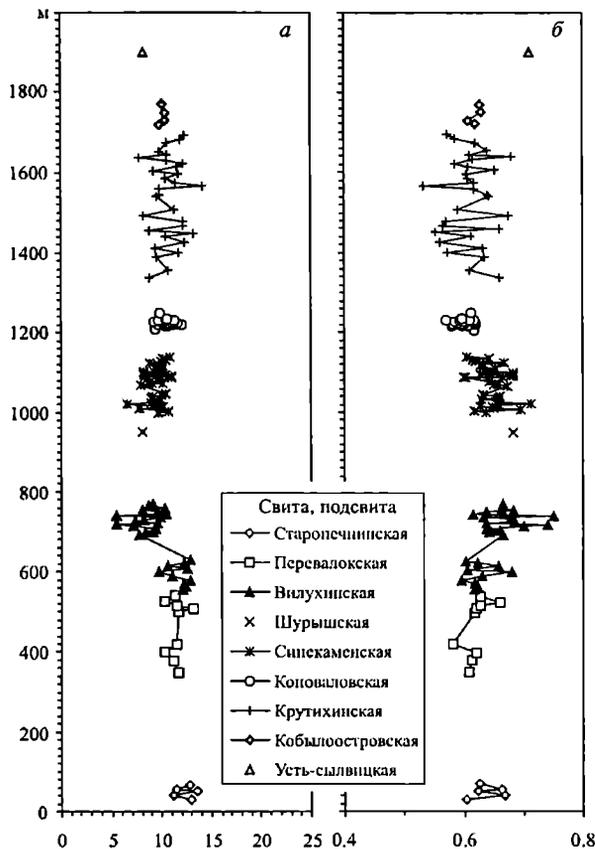


Рис. 90. Вариации значений модуля Страхова (а) и модуля Бострёма (б) в тонкозернистых алюмосиликокластических породах сводного разреза сыльвицкой серии

дуктов подводных эксгальций на начальном этапе формирования сыльвицкой серии. В тонкозернистых обломочных породах перевалокской свиты величина модуля Страхова варьирует от 10 до 13, а значения модуля Бострёма находятся в пределах 0.58–0.66 (рис. 89), что также указывает на отсутствие процессов подводного вулканизма. В тонкозернистых породах вилухинской подсвиты медианное значение модуля Бострёма составляет 0.67, при этом его минимальная величина равна 0.62, а максимальная – 0.75 (см. рис. 84, в);

модуль Страхова имеет медианное значение 9 (минимум – 5, максимум – 10) (см. рис. 84, г). Каких-либо тенденций в изменении значений модулей снизу вверх по разрезу вилухинской подсвиты не прослеживается. Все это говорит об отсутствии влияния эксгальционных компонентов на процессы седиментации тонкого обломочного материала в раннечернокаменское время. Исходя из характерных для алевроаргиллитов синекаменской подсвиты значений и особенностей распределения «в координатах условного времени» модулей Бострёма и Страхова (см. рис. 85, в, г) можно сделать вывод, что на протяжении всего синекаменского времени в бассейне также не происходил привнос продуктов подводных эксгальций. Судя по тому, что во всех проанализированных образцах аргиллитов и алевроаргиллитов коноваловской подсвиты величина модуля Бострёма составляет более 0.57, а значение модуля Страхова изменяется от 9 до 12, продукты подводных эксгальций по-прежнему не оказывали какого-либо влияния на процессы седиментации (см. рис. 86, в, г). Обстановки не изменились и в крутихинское время: принимая во внимание значения модулей Бострёма и Страхова и особенности их изменения в разрезах крутихинской подсвиты (см. рис. 87, в, г, 88, в, г), можно с большой долей вероятности сделать вывод об отсутствии в составе алевроаргиллитов продуктов подводных эксгальций. Величина модуля Бострёма во всех семи проанализированных авторами пробах кобы-

лоостровской подсвиты существенно выше порогового значения, разделяющего отложения с примесью эксгалляционных компонентов (< 0.4) и не содержащие их (> 0.4) (см. рис. 61, *д*). К такому же выводу приводит нас и рассмотрение свойственных алевроаргиллитам значений отношения $(Fe + Mn)/Ti$ (см. рис. 61, *е*). Из всего сказанного можно с полным основанием сделать вывод, что значения модулей Страхова и Бострёма, в целом присущие аргиллитам и мелкозернистым алевролитам сылвицкой серии (см. рис. 90), указывают на отсутствие какого-либо влияния эксгаллятивных компонентов на процессы осадконакопления (Маслов и др., 2007).

7.5. ПАЛЕОСОЛЕНОСТЬ

Реконструкция солёности позднедокембрийских палеобассейнов осадконакопления в отсутствие надёжного палеонтологического контроля представляет, на первый взгляд, практически неразрешимую задачу. Однако определенное суждение о палеосолёности вод все же может быть получено на основе геохимических данных при условии, что изучаемые отложения сформировались в едином палеобассейне осадконакопления при неизменном составе источников сноса и палеоклимате (Юдович, 1976; Валиев, 1977). Индикаторами палеосолёности при этом выступают либо содержание бора в тонкой фракции глинистых пород, либо содержания и соотношения таких элементов, как B, Rb, Ga, V и Li. Однако на содержание бора в глинистых породах влияет не только палеосолёность, но также состав питающих провинций, климатические обстановки осадконакопления (в отложениях аридного климата содержание бора выше), минеральный состав глин (содержание бора в иллите выше, чем в монтмориллоните, хлорите и каолините) и степень сортировки материала (максимальное содержание бора наблюдается в наиболее хорошо отмученных тонких глинистых осадках). Все это является поводом для обоснованного скептицизма в отношении надёжности бора в качестве индикатора палеосолёности (Curtis, 1964; Petty, 1972; Cook, 1977). Тем не менее считается, что влияние палеосолёности на содержание B в глинистой фракции пород значительно превосходит роль всех других факторов (Walker, 1964, 1968; Walker, Price, 1963; Cody, 1971; Couch, 1971; Eriksson et al., 1996). Несколько больше преимуществ даёт определение палеосолёности по содержаниям в тонкой фракции глинистых пород нескольких элементов, таких как бор, Ga, Rb, Li и V (Degens et al., 1957, 1958; Keith, Degens, 1959; Curtis, 1964; Potter et al., 1963; Walker, Price, 1963).

Для реконструкции палеосолёности палеобассейна авторами выбрана верхняя часть коноваловской подсвиты чернокаменской свиты в типовом разрезе, расположенном на р. Сылвице в северной части урочища Коноваловка (обн. 0531). В этом разрезе фация волнисто-слоистых песчаников постепенно замещается на фацию песчаников с мульдообразной косою слоистостью, что можно интерпретировать как вытеснение мелководно-морских отложений прудельты относительно опресненными или даже пресноводными отложениями дельтовой платформы. Нами проанализированы 24 пробы, из интервала 100–150 м. В этом интервале представлена толща, в которой на фоне общего отсутствия остатков макроскопических организмов выделяется исключительный по своей фоссиленности маломощ-

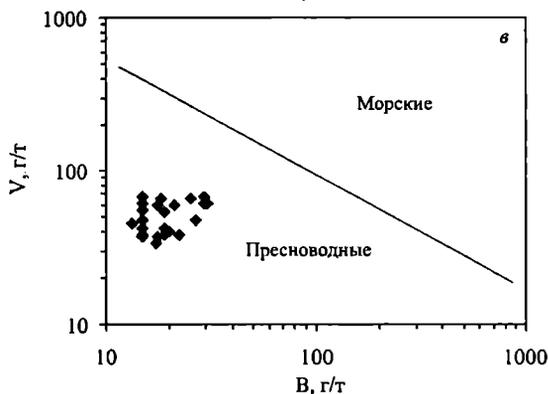
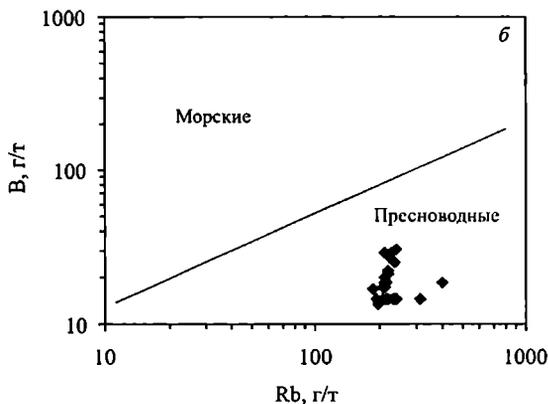
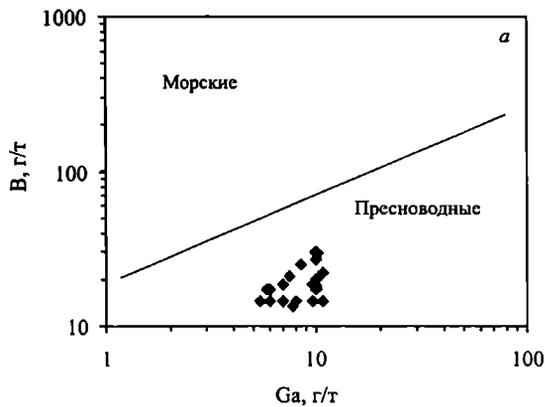


Рис. 91. Положение фигуративных точек составов тонкой фракции алевроаргиллитов коноваловской подсвиты чернокаменской свиты (обн. 0531) на диаграммах Ga – B (а), Rb–B (б) и B–V (в)

ный пласт, литологически неотличимый от ниже- и вышележащих отложений. Толща образована тонко переслаивающимися аргиллитами, алевролитами и песчаниками пестроцветной окраски, что позволяет предположить ее неморское происхождение. Пласт с отпечатками мягкотелых организмов, которые традиционно считаются морскими, в таком случае можно интерпретировать как свидетельство кратковременного затопления территории водами морского палеобассейна. На примере опробованного фрагмента коноваловской подсвиты авторами предпринята попытка установить корреляцию между появлением в разрезе отпечатков и вариациями геохимических индикаторов палеосолености.

Из проб была выделена тонкая (менее 0.001 мм) глинистая фракция, а затем приближенно-количественным методом в спектральной лаборатории СНИИГГыМС (г. Новосибирск, аналитик Н.А. Власова) выполнено определение содержания B, Ga и V, а в аналитическом центре ОИГГМ СО РАН (аналитик Л.Д. Иванова) в тех же пробах атомно-абсорбционным методом определено содержание Rb. Получен разброс содержаний бора (15–31 г/т), галлия (5.4–10.8 г/т), ванадия (33–68 г/т) и рубидия (187–397 г/т). Приведенные выше содержания бора в тонкой фракции алевроаргиллитов свидетельствуют о том, что накопление исходных осадков происходило, скорее всего, в пресноводных обстановках, так как примерно такие же содержания бора типичны для отложений пресноводных водоемов (Potter et al., 1963).

На парных диаграммах Ga–B, Rb–B и B–V фигуративные точки составов тонкой фракции алевроаргиллитов также попадают в поля значений, типичных для пресноводных отложений (рис. 91) (Degens et al., 1957, 1958; Potter et al., 1963). Значения отношений B/Ga, B/Rb и V/B в алевроаргиллитах заметно ниже тех, что характерны для тонкозернистых осадков из морских обстановок. На диаграммах Zr/Cu–V/Zr и Zr/Cu–Sr/Ba точки значений тонкой фракции также локализованы в областях значений, характерных для континентальных (не морских) отложений (рис. 92). Все сказанное выше позволяет сделать вывод о существенной опресненности обстановок осадконакопления. Корректность этого вывода подтверждается также и тем, что мы оперируем аналитическими данными для относительно небольшого по мощности интервала разреза, что исключает ошибки, связанные с изменением состава размывавшихся на палеоводосборах пород, а также смешением материала различных источников сноса.

В опробованном разрезе снизу вверх наблюдается хорошо выраженный тренд постепенного роста значений отношений B/Rb, B/V и B/Ga в тонкой фракции алевроаргиллитов (рис. 93, а–в), начинающийся примерно в 15 м ниже фоссиленосной пачки. Пилообразная форма кривых связана, по всей видимости, с недостаточной точностью определения содержаний малых элементов. Максимально высокие значения отношений B/V, B/Rb и B/Ga наблюдаются непосредственно в окрестностях пачки, содержащей отпечатки мягкотелых организмов. Выше по разрезу отношение B/V снижается до значений, наблюдавшихся в самом начале опробованного фрагмента, отношение B/Rb уменьшается примерно в 2 раза, а отношение B/Ga после резкого снижения до значений, типичных для начала изученного интервала, возвращается к высоким значениям. Авторами также предпринята попытка оценить «реальный уровень палеосолености чернокаменского палеобассейна», используя для этого эмпирическое уравнение $S = (B/27.9)^{2.32}$ (Landergrén, Carvajal, 1974; Мележик, Предовский, 1982; Мележик, 1992), где S – палеосоленость, ‰, B – содержание бора, г/т. Анализ значений величины S в алевроаргиллитах обнаруживает еще более ярко выраженные, чем по отношениям B/Rb, B/V и B/Ga, флуктуации палеосолености (рис. 93, г). Палеосоленость вначале постепенно растет от 0.24 до 0.58 ‰, затем резко падает до 0.24 ‰ и также резко возрастает до ~1.3 ‰ в 1 м ниже фоссиленосного уровня. В интервале 24–26 м, т. е. именно там, где найдены многочисленные отпечатки дикинсониеморф, величина параметра S максимальна и составляет 0.9–1.3 ‰. Выше значение S резко снижается и на значительном протяжении разреза остается, по всей видимости, достаточно низким (~0.8 ‰).

Даже принимая во внимание условность полученных численных оценок палеосолености, представляется возможным сделать ряд выводов. Во-первых, достаточно очевидно, что, по крайней мере, в коноваловское время палеобассейн не являлся по своей солености ни нормальным морским в современном понимании этого термина, ни морским опресненным. Скорее всего, в нем доминировали воды пресные или же накопление проанализированных авторами аргиллитов и алевролитов происходило на участках, находившихся под влиянием крупных речных систем. Во-вторых, по-видимому, даже небольшие положительные флуктуации палеосолености, мар-

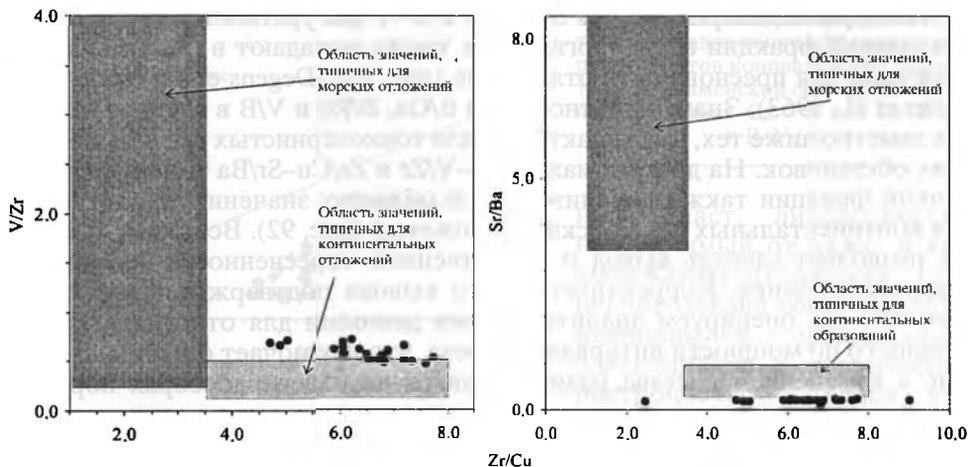


Рис. 92. Положение фигуративных точек состава тонкой фракции алевроаргиллитов коноваловской подсвиты чернокаменной свиты (обн. 0531) на диаграммах: $Zr/Cu - V/Zr$ (а), $Zr/Cu - Sr/Ba$ (б)

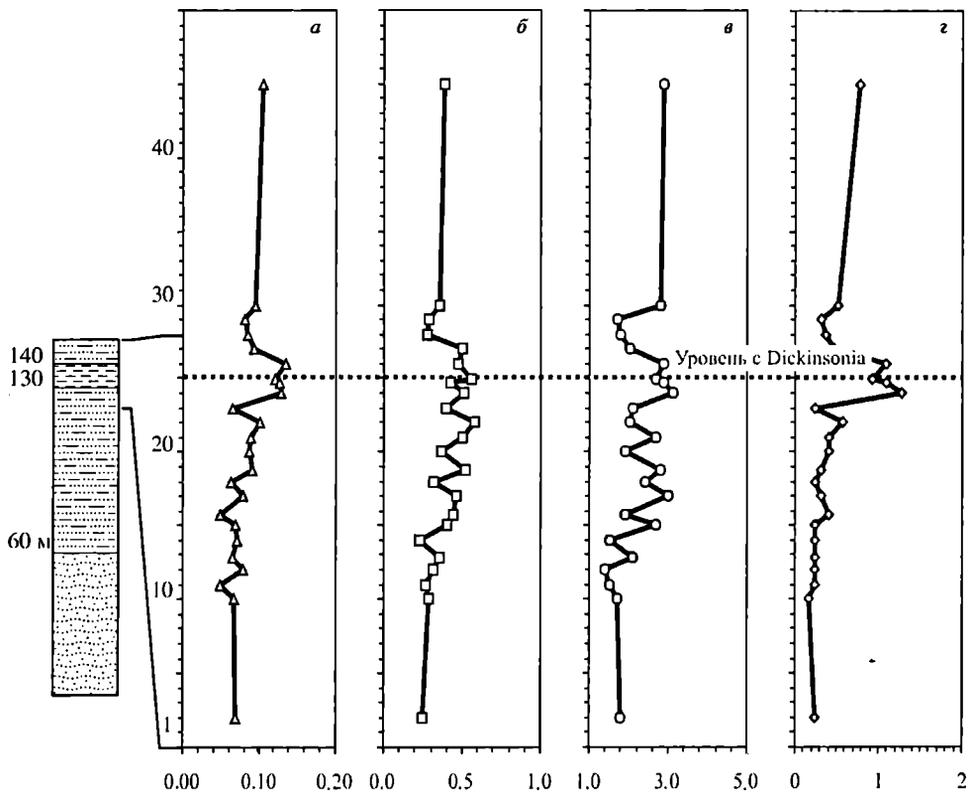


Рис. 93. Вариации значений B/Rb (а), B/V (б), B/Ga (в) и параметра S (г) в тонкой фракции алевроаргиллитов коноваловской подсвиты чернокаменной свиты (обн. 0531).
Условные обозначения см. рис. 2

Содержания В, Ga и Rb в тонкой фракции алевроаргиллитов различных литостратиграфических подразделений сыльвицкой серии, г/т

Компонент	Старопечнинская свита		Перевалокская свита		Чернокаменская свита				
					Нижняя и средняя части			Верхняя часть	
	Обр. Us-29	Обр. Us-30	Обр. Us-34	Обр. Us-35	Обр. Us-24	Обр. Us-26	Обр. Us-46	Обр. Us-48	Обр. Us-54
Rb	204	222	204	231	210	217	222	210	227
B	18	33	22	33	15	19	41	26	33
Ga	9	12	9	12	9	9	12	13	13

кируемые ростом отношений В/V, В/Rb, В/Ga и параметра S в тонкой фракции алевроаргиллитов, положительным образом сказывались на колонизации дна палеобассейна мягкотелыми организмами.

Чтобы установить, в какой степени полученные авторами для коноваловской подсвиты выводы применимы для всей сыльвицкой серии, были проанализированы содержания Ga, В и Rb в тонкой фракции аргиллитов и

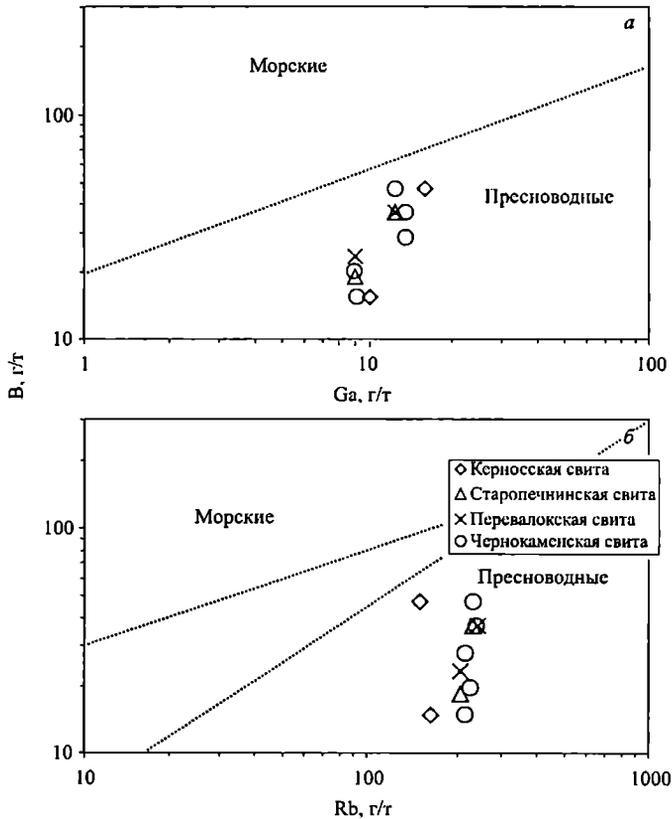


Рис. 94. Положение фигуративных точек составов тонкой фракции терригенных образований сыльвицкой серии и керносской свиты серебрянской серии на диаграммах: Ga – В (а), Rb – В (б)



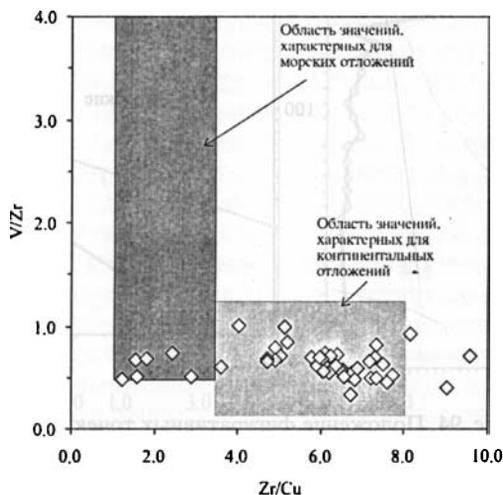
Рис. 95. Положение фигуративных точек составов тонкой фракции глинистых сланцев и алевроаргиллитов различных литостратиграфических подразделений венда Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория на диаграмме B–Ga–Rb

алевроаргиллитов из ряда других литостратиграфических уровней. Определение содержаний B и Ga произведено приближенно-количественным спектральным анализом в спектральной лаборатории СНИ-ИГГиМС (аналитик Н.А. Власова), определение содержаний Rb выполнено в аналитическом центре ОИГГМ СО РАН (аналитик Л.Д. Иванова). Результаты анализов приведены в табл. 26. Первое, что обращает на себя внимание, – это относительно низкое (15–41 г/т) содержание бора в тонкой фракции аргиллитов, характерное для пресноводных отложений (Potter et al., 1963). На парных диаграммах B–Ga и B–Rb фигуративные точки составов тонкой фракции аргиллитов (менее 0.001 мм) также попадают в поле составов, типичных для пресноводных отложений (рис. 94). На тройной диаграмме B–Ga–Rb все фигуративные точки составов тонкой фракции локализованы в окрестностях вершины Rb, в поле составов, типичных для морских обстановок (рис. 95). Однако столь близкое расположение точек к полюсу Rb при весьма низких содержаниях B не позволяет с достаточной степенью уверенности использовать эту диаграмму для реконструкции палеосолености. В пользу пресноводности также говорит положение всех фигуративных точек тонкой фракции аргиллитов старопечнинской, перевалокской и чернокаменной свит на диаграмме B–V. Обращает на себя внимание, что точки тонкой фракции аргиллитов подстилающей керносской свиты серебрянской серии на всех диаграммах также попадают в область, характерную для пресноводных отложений.

Считается также, что морские аргиллиты можно отличить от пресноводных по соотношению Sr/Ba (Катченков, 1959; Яночкина, 1964; Янов, 1971). Медианное значение отношения Sr/Ba в тонкозернистых породах старопечнинской свиты составляет 0.10 ± 0.06 и возрастает до 0.17 ± 0.08 в алевроаргиллитах перевалокской свиты. В алевро-

алевроаргиллитов из ряда других литостратиграфических уровней. Определение содержаний B и Ga произведено приближенно-количественным спектральным анализом в спектральной лаборатории СНИ-ИГГиМС (аналитик Н.А. Власова), определение содержаний Rb выполнено в аналитическом центре ОИГГМ СО РАН (аналитик Л.Д. Иванова).

Рис. 96. Положение фигуративных точек составов алевроаргиллитов чернокаменной свиты на диаграмме Zr/Cu–V/Zr



аргиллитах чернокаменной свиты величина отношения Sr/Ba меняется от 0.07 до 0.27, обнаруживая слабую тенденцию роста снизу вверх по разрезу. Ю.Р. Беккер (1978) при анализе отношения Sr/Ba в чернокаменной свите получил несколько более высокие значения (0.2–0.6). Принимая во внимание, что значение величины Sr/Ba в морских аргиллитах достигает 3.5–18, а в пресноводных не превышает единицы, Ю.Р. Беккер (1978) рассматривает всю сылвицкую серию как пресноводные отложения. Подтверждением сказанному является, по мнению авторов, и положение фигуративных точек составов алевроаргиллитов чернокаменной свиты на диаграмме Zr/Cu–V/Zr (рис. 96) преимущественно в поле значений, характерных для пресноводных отложений.

Таким образом, для тонкой фракции алевролитов и аргиллитов сылвицкой серии характерны геохимические характеристики пресноводных или в значительной степени опресненных отложений. Этот вывод носит предварительный характер и для более корректных суждений требуется, во-первых, существенное расширение базы данных, а во-вторых, использование возможно большего числа различных геохимических индикаторов палеосолености.

**ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ
О ВОЗРАСТЕ СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ**

Немногочисленные изотопно-геохронологические данные, которые позволяли судить о возрасте сылвицкой серии, были получены для габбро-диабазов, прорывающих чернокаменскую свиту в бассейне р. Усьвы (Беккер, 1980б). К–Аг-возраст габбро-диабазов составил 630 ± 15 млн лет и 590 ± 20 млн лет, однако приводятся также и более молодые значения (270 ± 6 млн лет). Кроме того, были известны определения абсолютного возраста пород и минералов Троицкого массива граносиенитов, расположенного среди осадочных толщ на западном склоне Среднего Урала. Определения возраста, полученные разными методами, характеризовались значительным разбросом. Так, К–Аг-методом по полевым шпатам из граносиенитов был определен возраст 360–378 млн лет, а валовые определения по роговикам дали цифру 680 млн лет (Краснобаев и др., 1984). По данным изохронного Rb–Sr-метода (по породе в целом) был получен возраст массива, равный 621 ± 12 млн лет (Краснобаев и др., 1984; Ронкин, 1989). Термоизохронным $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -методом по монофракциям цирконов для граносиенитов были получены значения возраста 650 ± 20 и 630 ± 20 млн лет (Краснобаев, 1986)¹. В середине 1980-х гг. в геологической литературе доминировало мнение, что граносиениты Троицкого массива прорывают таннинскую и гаревскую свиты серебрянской серии и предшествуют формированию сылвицкой серии (Семихатов и др., 1991), и, таким образом, этот массив рассматривался как реперный объект для датирования нижней границы верхнего венда (620 ± 15 млн лет). Следует отметить, что Rb–Sr-возраст был получен по валовым пробам сильно измененных (карбонатизированных) пород и поэтому не отвечает современным требованиям (Семихатов, 2000).

Проведенный Г.А. Петровым анализ материалов выполненных ранее геолого-съемочных и тематических исследований позволил сделать вывод о том, что надежные данные, которые указывали бы на активную природу контактов Троицкого массива граносиенитов с вендскими осадочными последовательностями Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория отсутствуют. Более того, полевые наблюдения Г.А. Петрова и М.Т. Крупенина (2004 г.) позволили считать, что Троицкий массив располагается среди басегской серии позднего рифея, представленной трахибазальтами, их туфами и риолитами щегровитской, аркозовыми песчаниками усьвинской и темно-серыми филлитами федотовской свит, а известные по периферии

¹Приведенные в указанной работе величины $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ составили 0.060 и 0.059, что, скорее, отвечает значениям возраста 604 и 567 млн лет (Ронкин и др., 2007).

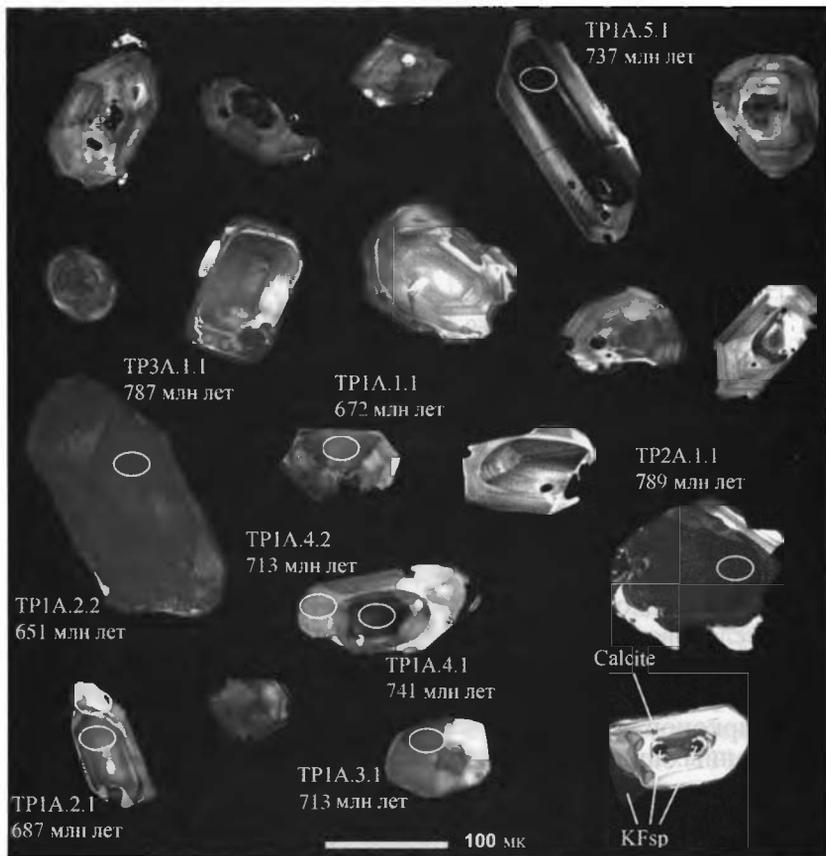


Рис. 97. Катодолуминесцентные изображения наиболее представительных кристаллов цирконов из граносиенитов Троицкого массива. Белые контуры эллипсов (размер по длинной оси до 30 мкм) демонстрируют локализацию кратера в пределах кристалла. Указанные возрасты вычислены по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$

Троицкого массива железорудные месторождения и проявления приурочены главным образом к ороговикованным и скарнированным вулканитам щегровитской свиты. Контакты же граносиенитов и осадочных пород венда тектонические (Ронкин и др., 2007).

Для ревизии имеющейся на сегодня геохронологической информации о возрасте граносиенитов Троицкого массива на современной метрологической основе авторами по традиционной схеме с применением концентрационного стола, изодинамического магнитного сепаратора и тяжелых жидкостей проведено выделение цирконов из пяти образцов граносиенитов, отобранных на правом берегу р. Косьвы (Ронкин и др., 2007). Выбранные вручную под бинокляром кристаллы цирконов, характеризующие основные их разновидности, совместно с цирконовыми стандартами SL13, 91500 и TEMORA были зафиксированы смолой "EpoFix" в шайбе диаметром 25 мм, которая затем шлифовалась до выведения кристаллов на поверхность. Далее, с помощью сканирующего электронного микроскопа "CamScan MX2500"

Образец, кристалл, кратер	$^{206}\text{Pb}_c, \%$	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*, \text{г/г}$	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	(1) $^{206}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$
		г/г				(возраст, \pm млн лет)	
TP1A.2.2	0.31	141	88	0.64	12.9	651 (13)	619 (22)
TP1A.1.1	0.08	169	291	1.78	16.0	672 (8)	670 (11)
TP1A.3.1	1.82	53	71	1.38	5.44	713 (13)	709 (29)
TP1A.4.2	1.50	33	32	0.99	3.37	713 (16)	709 (47)
TP1A.5.1	0.29	268	353	1.36	26.0	687 (14)	676 (19)
TP1A.2.1	0.01	56	69	1.26	5.45	687 (13)	711 (37)
TP3A.1.1	0.11	512	845	1.71	52.1	721 (13)	730 (16)
TP1A.4.1	0.06	133	222	1.73	13.9	741 (10)	755 (15)
TP2A.1.1	0.02	949	330	0.36	106	789 (14)	805 (17)

Примечание. Погрешности указаны на уровне $\pm 1\sigma$; Pb_c и Pb^* – нерадиоогенный и радиоогенный свинец вносилась по ^{204}Pb ; (2) D – дискордантность; (3) Rho – коэффициент корреляции.

с катодоллюминесцентной системой “CLI/QUA2, Bentham” были получены катодоллюминесцентные (CL) изображения цирконов, позволившие выбрать наиболее подходящие, с точки зрения методологии, области для локального исследования кристаллов на прецизионном вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP II (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург). Наиболее представительные из выделенного нами сообщества цирконов кристаллы отображены на рис. 97. Максимальная длина исследованных индивидов достигает 230, а минимальная составляет около 70 мкм. Облик кристаллов идиоморфный, субидиоморфный и (или) изометричный с коэффициентами удлинения (отношение длины к ширине) от 2.7 до 1.1. По характеру катодоллюминесцентного свечения среди кристаллов присутствуют как гомогенные, так и неоднородные по строению индивиды; центральная часть одних кристаллов имеет низкую интенсивность катодоллюминесценции, тогда как внешняя часть других характеризуется высокими значениями CL. Некоторые цирконы обладают четко выраженной секториальной зональностью; в ряде зерен наблюдаются включения калиевого полевого шпата и кальцита.

Процесс измерения состоял из двух этапов. На первом, после завершения всех штатных настроек и калибровок, выполнялись измерения изотопного состава Pb и уран-свинцового отношения в цирконовых стандартах, которые в дальнейшем использовались в качестве реперных для вычисления U–Pb-возраста образца. Для каждого «выстрела» производилась регистрация 5–7 спектров масс-пиков $^{90}\text{Zr}_2\text{O}$, ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{238}U , $^{232}\text{Th}^{16}\text{O}$ и $^{238}\text{U}^{16}\text{O}$. На втором этапе пучок первичных ионов направлялся на поверхность изучаемого кристалла циркона в выбранную по катодоллюминесцентным изображениям область (точку) (Black et al., 2003a, б). Измерение изотопного состава Pb и уран-свинцового отношения производилось в каждой точке в течение 10–15 мин для достижения необходимой статистической погрешности. Цирконовые стандарты TEMORA, 91500 и SL13 анализировались через каждые 4–5 анализов испытуемых образцов. Обработка полученной аналитической информации производилась с использованием про-

граносиенитов Троицкого массива

(2) D, %	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	(3) Rho
-7.1	0.0600	3.3	0.879	3.3	0.1062	2.1	0.64
-8.2	0.0604	2.8	0.914	2.7	0.1098	1.2	0.43
-20	0.0591	9.1	0.953	9.2	0.1169	2.0	0.22
-14	0.0602	12	0.970	12	0.1169	2.4	0.20
7.4	0.0639	3.7	0.991	3.7	0.1125	2.2	0.60
22	0.0670	10	1.040	10	0.1125	2.0	0.20
9.3	0.0654	2.4	1.068	2.3	0.1184	2.0	0.85
9.0	0.0660	3.6	1.109	3.7	0.1218	1.4	0.39
0.9	0.0657	2.1	1.179	2.1	0.1302	1.9	0.92

свинцы соответственно. Погрешность в калибровке стандартов составляла 0.43 %; (1) поправка на обыкновенный

граммного обеспечения SQUID и ISOPLOT/EX (Ludwig, 2000, 2001). Всего изучен изотопный состав U–Th–Pb девяти локальных областей (наибольший размер эллипсообразного «пятна» менее 30 мкм) семи кристаллов цирконов, выделенных из трех образцов граносиенитов TP1A, TP2A и TP3A (см. рис. 97).

U–Pb-изотопные результаты (табл. 27), нанесенные на график с координатами $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ (рис. 98), в пределах наблюдаемых погрешностей ($\pm 1\sigma$) локализируются около конкордии в диапазоне $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ возрастов 651 ± 13 – 789 ± 14 млн лет, характеризуясь интервалом дискордантности от –20 до +22%. Формальная аппроксимация всех фигуративных точек определяет дискордию, нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 679 ± 100 млн лет, а верхнее – 946 ± 280 млн лет (MSWD = 0.97). Исключение из имеющегося сообщества фигуративных точек, соответствующих «кратерам» TP1A.2.2, TP1A.1.1 и TP2A.1.1, позволяет рассматривать оставшиеся U–Pb-данные как перекрывающиеся в пределах имеющихся погрешностей, и определяющие возраст 718 ± 17 млн лет (95%-й уровень с учетом неопределенностей постоянной распада). Это значение возраста характеризуется относительно высоким значением параметра MSWD (of concordance) = 7.7 и, соответственно, низкой величиной «probability of concordance» = 0.006, что значительно снижает достоверность рассматриваемого возраста. Привлечение катодоллюминесцентных данных для изученных цирконов позволяет внести определенные ограничения на процедуру расчета U–Pb-возраста.

Действительно в данном случае неравномерного вхождения микропримесей в процессе кристаллизации цирконов, даже тончайшие зоны роста кристаллов имеют разные характеристики CL-спектра, что делает их визуально различимыми и дает возможность выявить анатомию кристаллов и эволюцию кристаллографических форм. Полученные с помощью SEM катодоллюминесцентные изображения позволили окончательно определиться в выборе координат точки локального микрозондового исследования в пределах изучаемых кристаллов цирконов для избежания смешения изо-

топных характеристик полихронных участков кристаллической решетки единичного зерна (обусловленную разными наборами и концентрациями микропримесных элементов, их валентным состоянием и наличием структурных дефектов). Иными словами, рассмотрение катодолюминесцентных спектров цирконов граносиенитов Троицкого массива выявило их индивидуальные минералогические особенности, что в конечном счете дало возможность дифференцировать U-Pb-данные для конкретных возрастных вычислений, позволяющих выделить два возрастных рубежа в эволюции Троицкого массива. Возраст 671 ± 24 млн лет (конкордантное значение по трем цирконам), соответствующий образованию совершенных идиоморфных кристаллов цирконов, интерпретируется нами как наиболее вероятный возраст становления массива. Примерно в это же время происходило возникновение «оболочек» более древних унаследованных «ядер» цирконов, U-Pb-возраст которых в свою очередь определяется значением 801 ± 53 млн лет (верхнее пересечение конкордии с дискордией, построенной по шести фигуративным точкам). Последнее согласуется с Nd-модельными возрастными 757 и 824 млн лет (трахибазальты) и 797 млн лет (трахиандезиты) пород дворцевого комплекса² и может рассматриваться как возможный возраст протолита для большинства известных в пределах западного склона Среднего Урала магматических комплексов, в том числе и для Троицкого массива. Ранее на основе анализа и обобщения данных по петрологии и геохимии этих комплексов был сделан вывод о связи их с разноглубинными очагами плавления и дифференциации магм в области мантийного плюма (Петров и др., 2005).

Таким образом, Троицкий массив граносиенитов на сегодняшнем уровне знаний не может рассматриваться как объект, определяющий возраст границы между серебрянской и сылвицкой сериями и, соответственно, не является реперным объектом для датирования нижней границы верхнего венда на Среднем Урале.

Специфической особенностью верхнего венда севера, северо-востока и востока Восточно-Европейской платформы является присутствие туфовых отложений, приуроченных к нижней части осадочной последовательности. Здесь в основании мощных регрессивных циклитов разными исследователями описаны пачки шоколадно-коричневых и пестрых аргиллитов, содержащие многочисленные тонкие прослои туфов белого и светло-серого цвета с зеленоватым, розоватым и желтоватым оттенками (Брунс, 1963; Иванова, 1966; Кирсанов, 1968в, 1970; Кирсанов, Шибалин, 1970; Островский, 1970; Солонцов и др., 1975; Постникова, 1977; Аксенов, 1967; Аксенов, Волкова, 1969; Аксенов, Иголкина, 1969; Аксенов и др., 1971, 1978; Станковский и др., 1981; Вендская система..., 1985; Рифей и венд..., 1987; Борхвардт, Фелицын, 1992; Фелицын, Сочава, 1996; Гражданкин, 2003). В Московской синеклизе туфовые прослои имеют мощность 0.3–0.5 см, а в северо-восточном направлении (в сторону Тимана и Урала) она возрастает до 2–7 см, увеличивается также количество прослоев. Это позволяет предполагать, что именно на Тимане и в пределах Урала в позднем венде располагались вулканические постройки-

²По данным авторского пересчета Sm-Nd-данных, приведенных в работе (Карпухина и др., 2001).

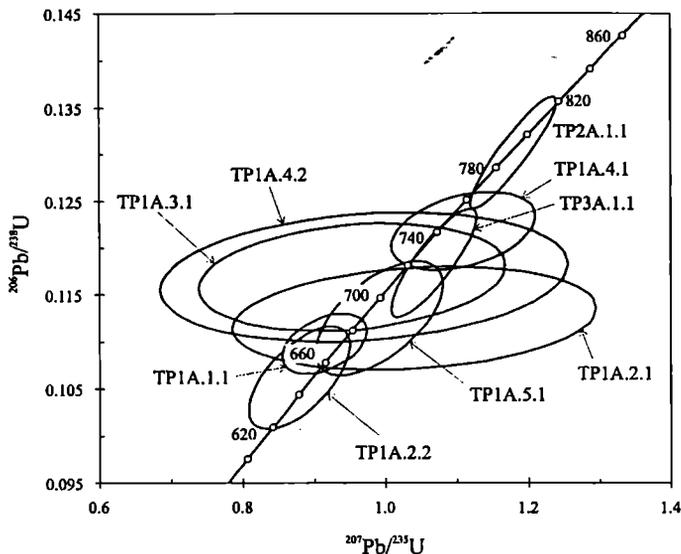


Рис. 98. U–Pb (SHRIMP II)-данные для цирконов граносиенитов Троицкого массива. Размеры эллипсов соответствуют аналитическим погрешностям $\pm 1\sigma$

ки, являвшиеся источниками пирокластики (Аксенов, Иголкина, 1969; Карта докембрийских..., 1983). Всего в верхневендских отложениях Восточно-Европейской платформы выделяются три туфогенных горизонта, которые различаются структурой туфовых прослоев. Туфогенный горизонт I содержит прослой кристалло-литокластических и литокристалло-витрокластических туфов, а горизонты II и III содержат витрокластические и реже кристалло-витрокластические туфы (Аксенов, Волкова, 1969).

На Среднем Урале до авторских исследований вулканические туфы среди верхневендских отложений оставались не замеченными при описании разрезов, несмотря на присутствие многочисленных пакетов и пачек красно-коричневых аргиллитов, с которыми в прилегающих с запада районах Восточно-Европейской платформы они как раз и ассоциируют. В 2002 г. Д.В. Гражданкиным в толще шоколадно- и вишнево-коричневых тонкослоистых аргиллитов верхней части старопечнинской свиты, вскрывающихся в подмыве левого берега р. Сылвицы (см. рис. 3) примерно в 1400–1500 м ниже устья руч. Кернос (обн. 0507; см. рис. 1, в), обнаружены тонкие (1–3 см) линзовидные прослой глинистых пород голубовато-серого со стальным оттенком цвета, которые были макроскопически определены как пепловые туфы. Из указанных прослоев отобраны образцы 02Syl-11 и 02Syl-12.

В 2003 г. похожие породы (см. рис. 10) были встречены в бассейне р. Усьвы (обн. 0304; см. рис. 1, г). Здесь в нижней части чернокаменной свиты в мощной пачке шоколадно-коричневых аргиллитов, обнажающихся на правом берегу реки у северного окончания урочища Вилуха, присутствуют линзовидные прослой (10–70 мм) светло-серых, почти белых со сла-

бым зеленоватым или розоватым оттенком слабосцементированных глинистых пород, которые легко крошатся в руках и в мокром виде превращаются в глиноподобную омыленную массу (Маслов и др., 2004). Из указанных прослоев и вмещающих их пород были отобраны образцы 03Us-25, 03Us-26 и 03Us-27, Ch-1, Ch-2 и Ch-3. Примерно в 700 м ниже по течению на противоположном берегу р. Усьвы в хорошо обнаженном ядре сильно сжатой антиклинали, сложенной шоколадно-коричневыми аргиллитами старопечнинской свиты (обн. 0305; см. рис. 1, з), наблюдаются многочисленные тонкие прослои светлых кремово-серых аргиллитов (см. рис. 6). В авторской коллекции эти породы и вмещающие их образования представлены образцами 03Us-29, 03Us-30, 03Us-31, 03Us-32, Sp-1, Sp-2 и Pr-1.

В 2004 г. глинистые породы с аномальной окраской (желтовато-коричневой, желтовато-зеленой, светло-серой со слабым зеленоватым оттенком, светло-коричневой с бежевым оттенком) (см. рис. 12) были установлены в нижней части чернокаменной свиты по р. Межевой Утке (образцы Mz-16-6, Mz-18-3 и Mz-20-2) (обн. 0404; см. рис. 1, д) (Маслов и др., 2005а).

Собранные образцы (табл. 28) подверглись комплексному микроскопическому, рентгеноструктурному, литогеохимическому изучению. Рентгеноструктурный анализ выполнен по стандартной методике в Уральском государственном горном университете Н.Г. Сапожниковой. Из образцов 03Us-25, 03Us-27 и 03Us-31 были выделены цирконы, U–Pb-датирование которых осуществлено с помощью прецизионного вторично-ионного микронзонда высокого разрешения SHRIMP II (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург).

Микроскопическое изучение шлифов глинистых пород с аномальной окраской, отобранных в разрезах чернокаменной свиты в бассейне р. Усьвы, показало, что они являются сильно измененными псаммитовыми и алевропсаммитовыми туфами основного или среднего состава. Основу их образуют фрагменты вулканических пород и стекла, размер которых варьирует от 0.02–0.05 до 0.1–0.2 мм, а также обломки кристаллов плагиоклазов (рис. 99). Различаются мелкозернистые литокластические (витрокристалло- или кристалловитрокластические) и тонкозернистые витрокластические (кристалло- или литокристаллокластические) туфы. Сгруженность обломочного материала высокая. Форма обломков подверглась значительным изменениям, о чем свидетельствуют следы растворения и инкорпорации, а иногда и микростилолиты на границах обломков. В целом среди изученных пород можно наметить две группы – с вторичным пренитом и без него.

В породах первой группы обломки вулканического стекла и базальтов или андезито-базальтов имеют угловатую или угловато-округленную форму. Обломки вулканических пород характеризуются тонкой микролитовой структурой, которую в большинстве случаев можно определить как гиалиновую (микролиты плагиоклаза рассеяны в аморфной стекловатой массе); наблюдается также интерсертальная структура. Иногда в обломках вулканических пород можно видеть многочисленные мелкие поры. Подавляющее большинство обломков основных вулканитов почти полностью замещено глинистыми минералами и оксидами железа. Присутствующие в породах рассматриваемой группы кристаллы плагиоклазов представлены уг-

Краткая характеристика исследованных образцов глинистых и мергелисто-глинистых пород с аномальной окраской из разрезов сыльвицкой серии

№ образца	Породы с аномальной окраской	Вмещающие образования	Место взятия образца	Свита
02Syl-11	Прослой светло-зеленой глинистой породы мощностью до 1 см	Шоколадно-коричневые мелкозернистые алевролиты	Р. Сыльвица ниже скалы Четыре брата	Старопечнинская
03Us-31	Прослой мощностью 1 см глинистой породы светло-кремового цвета, окруженной сверху и снизу светлыми зеленовато-серыми аргиллитовидными сланцами; мощность последних до 1 см	Неслойстые шоколадно-коричневые мелкозернистые алевролиты	Р. Усьва в окрестностях урочища Вилуха	
Sp-1, Sp-2	Прослой аргиллитов светло-кремового цвета мощностью 1–2 см с каемками (3–7 мм) зеленого цвета	Мелкозернистые алевролиты шоколадно-коричневого цвета		
Pr-1	Прослой светлых кремово-серых аргиллитов мощностью 1.5–2 см	Серые тонкоплитчатые неслойстые мелкозернистые алевролиты		Переволоцкая
03Us-25, 03Us-27, Ch-1, Ch-2, Ch-3	Прослой мощностью 3–5 см неслойстой алевритисто-глинистой породы розовато-серого цвета. Материал прослоев при намокании превращается в глиноподобную омыленную массу	Шоколадно-коричневые слабо рассланцованные алевролиты и неразмокающие в воде аргиллиты		
Mz-16-6	Повторяющиеся через 10–20 см прослой однородных аргиллитовидных сланцев цвета «кофе с молоком» мощностью 2–3 см	Массивные мелкозернистые зеленовато-серые песчаники	Р. Межевая Утка ниже устья руч. Бол. Перевалок	Чернокаменная
Mz-18-3	Прослой мощностью до 1 см протяженностью до 2.5 м светло-серой с зеленоватым оттенком аргиллитовидной глинистой породы	Зеленовато-серые аргиллитовидные сланцы		
Mz-20-2	Прослой аргиллитовидной глинистой породы мощностью 1.2 см светлого зелено-серого цвета с реликтами тонкой слоистости	Шоколадно-коричневые глинистые алевролиты с пропластками того же цвета аргиллитов		

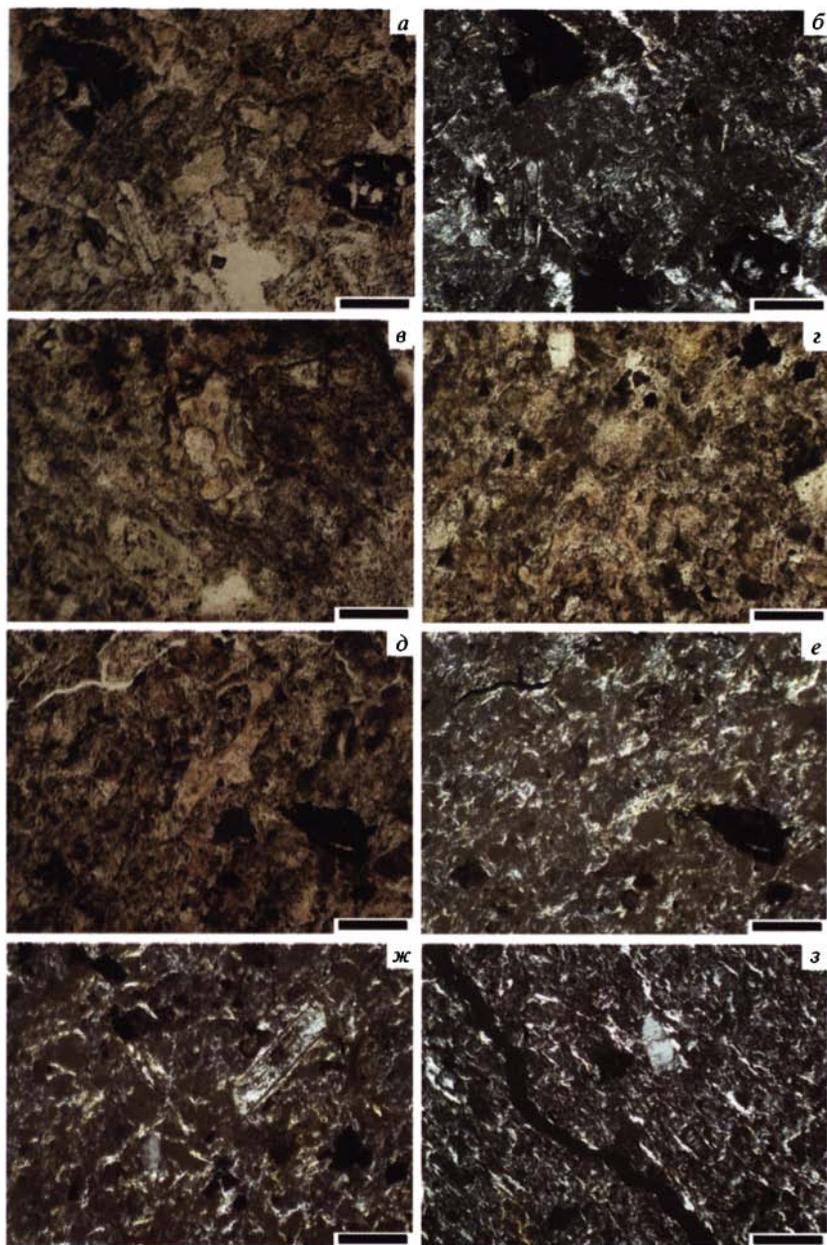


Рис. 99. Шлифы глинистых пород с аномальной окраской, отобранные из нижней части вилухинской подсвиты чернокаменной свиты на правом берегу р. Усьвы у северного окончания урочища Вилуха (обн. 0304):

а, б – обломки вулканических пород с интерсертальной и гялиновой структурами, фрагменты плагиоклазов и вулканического стекла, шлиф 03Us-25с; *а* – николи II, *б* – николи +; *в* – пористый обломок вулканического стекла, шлиф 03Us-25б, николи II; *г* – пористый обломок вулканического стекла (нижняя часть снимка), шлиф 03Us-27а, николи II; *д, е* – пористые обломки вулканического стекла ожелезненной вулканической породы с гялиновой структурой, шлиф 03Us-27а; *д* – николи II, *е* – николи +; *ж* – зерно плагиоклаза, шлиф 03Us-27а, николи +; *з* – короткие трещинки с пренитом, шлиф 03Us-25а, николи +. Длина масштабной линейки 0.1 мм. Фото Г.А. Мизенса

ловатыми обломками или имеют идиоморфные очертания. Часто в них наблюдается полисинтетическое двойникование. Степень изменения плагиоклазов разная: встречаются кристаллы, целиком замещенные вторичными минералами (тонкочешуйчатым серицитом, хлоритом, пренитом, возможен монтмориллонит), но есть и почти свежие разности. Обломки стекла имеют угловатые или округлые очертания, нередко характеризуются мелкопористым строением. Поры выполнены глинистым веществом, реже агрегатами хлорита или пренита. По краям некоторых фрагментов вулканического стекла в ряде случаев можно наблюдать вскрытые поры с острыми краями. Стекло, как правило, слабо раскристаллизовано (слабое агрегатное двупреломление), цвет его красновато-буроватый. Очень редко во фрагментах вулканического стекла присутствуют тонкие микролиты плагиоклаза. Замещается стекло глинистыми, реже рудными минералами. Наряду с перечисленными выше компонентами, в шлифах встречаются округлые зерна хлорита с агрегатной структурой (вероятно, замещенные обломки) и единичные зерна обломочного кварца. Все указанные выше обломочные компоненты в различной степени замещены глинистыми минералами (беспорядочно ориентированными удлинёнными частицами с низким двупреломлением). В отраженном свете эта масса имеет светло-серую или почти белую окраску, что, возможно, указывает на существенную роль монтмориллонита в ее составе. По прерывистым субпараллельным трещинкам по плагиоклазам и некоторым порам в вулканическом стекле разлит пренит.

Вещественный состав и характер обломков в породах второй группы аналогичен описанному выше. Отличительная особенность пород этой группы – отсутствие аутигенного пренита, градационная сортировка обломочного материала в туфовых слоях, а также переслаивание туфов с прослойками, не содержащими примесь вулканогенного материала; показательно, что в шлифах можно наблюдать как верхнюю, так и нижнюю границы туфовых прослоев, мощность которых составляет менее 1.5–2 см. Один из таких прослоев показан на рис. 100. Хорошо видно, что градационная сортировка обломочного материала в нем весьма постепенная – от 0.1–0.2 мм в основании до 0.03–0.04 мм в верхней части. Туфовый прослой ложится на подстилающие алевриты по неровной границе, но без признаков размыва. Наблюдается отжимание и внедрение материала туфового прослоя как вверх, так и вниз; это позволяет предполагать, что вулканогенный материал ложился на поверхность мягкого осадка. В основании описываемого туфового прослоя присутствуют и редкие обломки экзотических пород – микрокварцитов или основной массы кислых эффузивов. В кровле подобных прослоев наблюдается постепенный переход к тонкозернистым неравномерно микрослоистым аргиллитам.

В ряде случаев туфовые прослои демонстрируют зональность (рис. 101). Микроскопическое изучение показывает, что внешние зоны таких прослоев представлены светло-серым пелитовым материалом с агрегатным или облаковидным погасанием, вмещающим тонкие пропластки и линзы, сложенные мелкоалевритовым обломочным кварцем и плагиоклазом. В пелитовой основной массе наблюдаются тонкие и короткие разноориентированные прожилки пренита. Часто во внешней зоне слабо

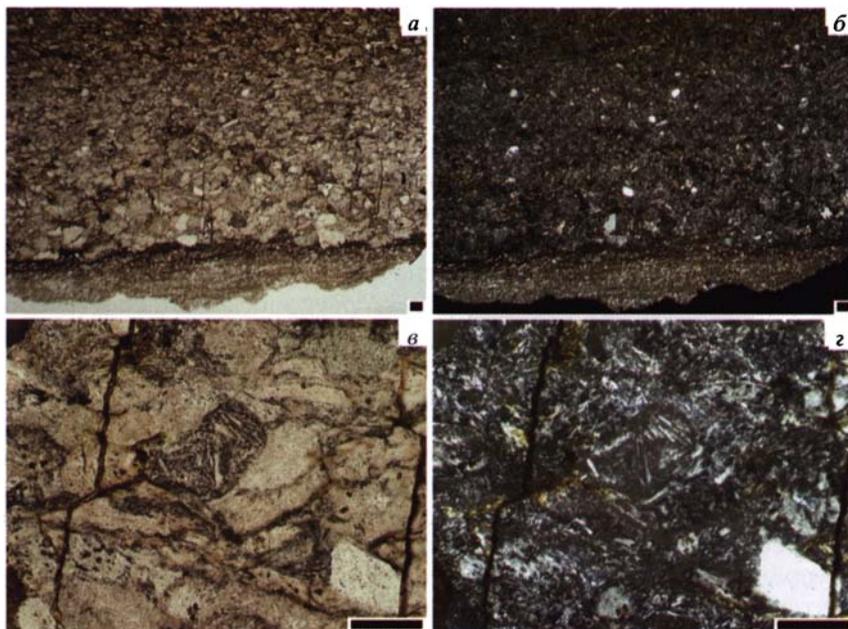


Рис. 100. Шлифы глинистых пород с аномальной окраской, отобранные из отложений верхней части старопечнинской свиты на левом берегу р. Усьвы в окрестностях урочища Вилуха (обн. 0305):

а, б – нижняя часть туфового прослоя с отчетливо видимой градиционной сортировкой материала, шлиф 03Us-31а: *а* – николи II, *б* – николи +; *в, г* – обломок вулканической породы с интерсертальной структурой, шлиф 03Us-31а: *а* – николи II, *г* – николи +. Длина масштабной линейки 0.1 мм. Фото Г.А. Мизенца

Смещающие шоколадно-коричневые аргиллиты	Светло-серый с зеленоватым оттенком туфовый прослой	Кремово-серый туфовый прослой
--	---	-------------------------------

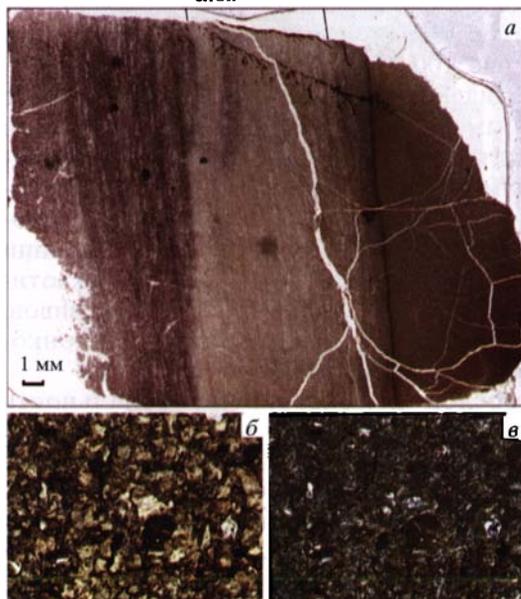


Рис. 101. Характер контакта глинистых пород с аномальной окраской с вмещающими шоколадно-коричневыми аргиллитами в разрезе старопечнинской свиты на левом берегу р. Усьвы в окрестностях урочища Вилуха (обн. 0305):

а – общий вид; *б, в* – микрофотография участка туфового прослоя кремово-серого цвета, шлиф Sp-1; *б* – николи II, *в* – николи +. Длина масштабной линейки там, где это не указано особо, 0.1 мм

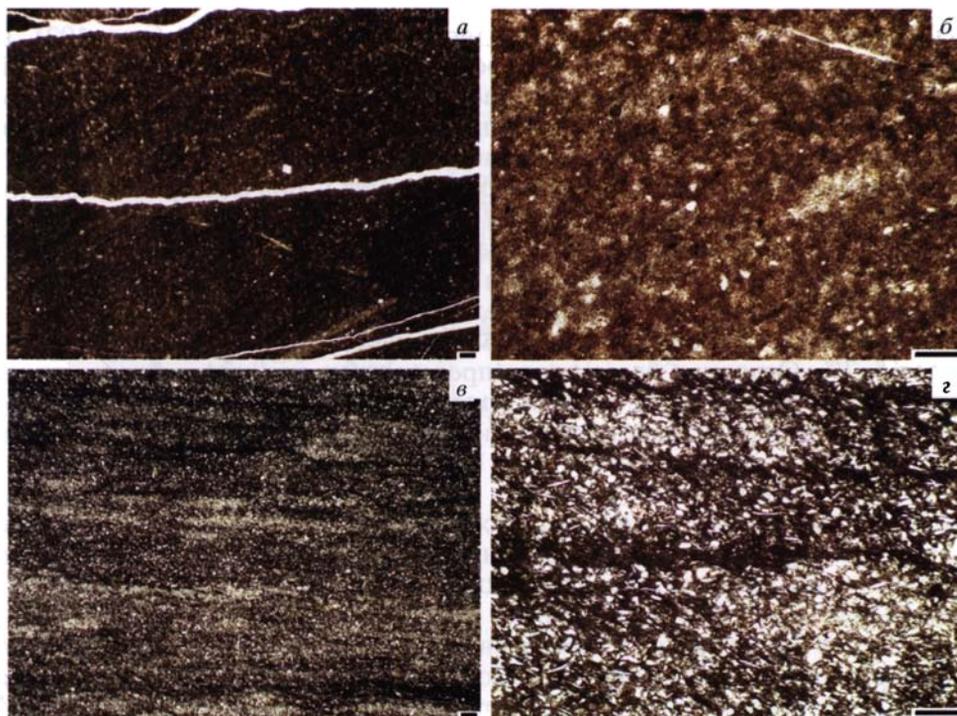


Рис. 102. Шлифы вмещающих туфовые прослои шоколадно-коричневых аргиллитов старопечнинской и чернокаменской свит (обрн. 0304 и 0305):
а, б – алевроаргиллиты с неотчетливой тонкой горизонтальной слоистостью, вилухинская подсвита чернокаменской свиты, шлиф 03Us-26, николи II; *в, г* – алевроаргиллиты с тонкой неотчетливо выраженной линзовидной слоистостью в верхней части старопечнинской свиты, шлиф 03Us-30, николи II. Длина масштабной линейки 0.1 мм. Фото М.Т. Кру-
 пенина

проявляется мелкосаммитовая или крупноалевритовая обломочная структура. В отличие от внешних зон, срединная зона характеризуется более явно выраженной мелкосаммитовой структурой. Размер обломков, среди которых доминируют кварц и плагиоклазы, составляет около 0.1 мм, форма изометричная, угловатая. Основная масса, имеющая буровато-серую окраску, представлена тонкочешуйчатым хлоритом, прени-том и монтмориллонитом, здесь же присутствуют включения рудного ми-нерала.

Присутствие среди тонкослоистых аргиллитов прослоев, сложенных на 80–90% обломками андезито-базальтов и стекла основного состава, а так-же наличие у многих обломков стекла острых (неокатанных) краев и вскрытых пор недвусмысленно указывает на то, что материал, слагающий эти прослои, осаждался без заметной механической обработки в водной среде и имеет явно пирокластическую природу.

Вмещающими для туфовых прослоев являются массивные шоколад-но-коричневые или зеленовато-серые аргиллитовидные сланцы (образцы 03Us-26, 03Us-28 и др.) и мелкозернистые глинистые алевролиты (обр. 03Us-30 и др.). Шоколадно-коричневые сланцы представлены под микроскопом очень тонким глинистым материалом, почти непрозрачным

из-за интенсивной пропитки тонкодисперсным гематитом (рис. 102). В его основной массе присутствуют редкие ($< 10\%$) неокатанные обломки кварца, размер которых не превышает 0.04 мм, и многочисленные тонкие листочки мусковита, ориентированные субпараллельно напластованию, иногда встречаются пластинки хлоритоида. Наблюдается слабо выраженная полосчатость (вероятно, микрослоистость), подчеркнутая неравномерной окраской слойков, и тонкие пластинки гидрослюды. Ориентированное погасание основной массы выражено слабо и совпадает с полосчатостью (слоистостью). Встречаются также жилки хлорита (толщиной до 0.2 мм), расположенные субпараллельно полосчатости. В зеленовато-серых разностях сланцев содержание мелкоалевритового кварца не превышает $5-7\%$. Основная масса пород представлена тонкочешуйчатым хлоритом и гидрослюдой со слабым ориентированным погасанием. Мелкозернистые алевриты обнаруживают тонкую линзовидно-прерывистую слоистость (толщина слойков от 0.1 до нескольких миллиметров), подчеркнутую чередованием слойков с разным количеством глинистого матрикса и вариациями в степени сгруппированности зерен кварца. Обломочные зерна (кварц и, возможно, несдвойникованный плагиоклаз) не окатаны. Очень редко наблюдаются обломки кварца вытянутой (оскольчатой?) формы размером 0.09×0.01 мм.

В целях более точного определения состава глинистой фракции туфовых прослоев и вмещающих их пород на установке "ДРОН-2.0" (условия съемки: медное излучение, Ni-фильтр, напряжение 35 кВ, сила тока 25 мА) по стандартной методике (для исходных образцов дифрактограммы сняты в интервале углов $70-1^\circ 2\Theta$, ориентированные и прокаленные при 600°C препараты проанализированы в интервале углов $35-1^\circ 2\Theta$, насыщенные этиленгликолем – $15-1^\circ 2\Theta$) Т.Я. Гуляевой выполнен рентгеноструктурный анализ тонкой (< 0.001 мм) фракции. В результате исследований установлено, что во всех проанализированных образцах вмещающих пород присутствуют кварц и плагиоклаз. В образце 03Us-26 зафиксированы отражения гематита (2.70 \AA), а в образце 03Us-28 рефлекс, возможно, соответствующий гипсу (7.65 \AA). Глинистая фракция представлена в основном иллитом политипа 1M (широкий пик 10 \AA) с небольшой (?) примесью хлорита (слабые отражения на 14.7 и 7.06 \AA). В образце 03Us-30 хлорит и гидрослюда присутствуют примерно в равных соотношениях.

В отличие от вмещающих пород, исходные и ориентированные пробы тонкой (< 0.001 мм) фракции, выделенной из туфовых прослоев, характеризуются очень широким пиком с максимумом 11 \AA , который при насыщении этиленгликолем смещается до 9.82 \AA (рис. 103). На основе данных, приведенных в работе (Дриц, Звягин, 1982), количество разбухающих прослоев в образце можно оценить более чем в 20% . На дифрактограммах исходных и ориентированных образцов также проявлены пики 5.01 , 4.50 и 3.35 \AA , свойственные иллиту. Кроме того, на ориентированных образцах имеется слабое отражение 7.08 \AA , присущее хлориту. После прокаливания при 600°C наиболее ярко на дифрактограммах выражены пики 9.98 , 4.93 и 4.56 \AA . Таким образом, в туфовых прослоях глинистая минеральная часть представлена в основном смешаннослойным образованием типа монтмориллонит-иллит при подчиненной роли хлорита. Наличие, по дан-

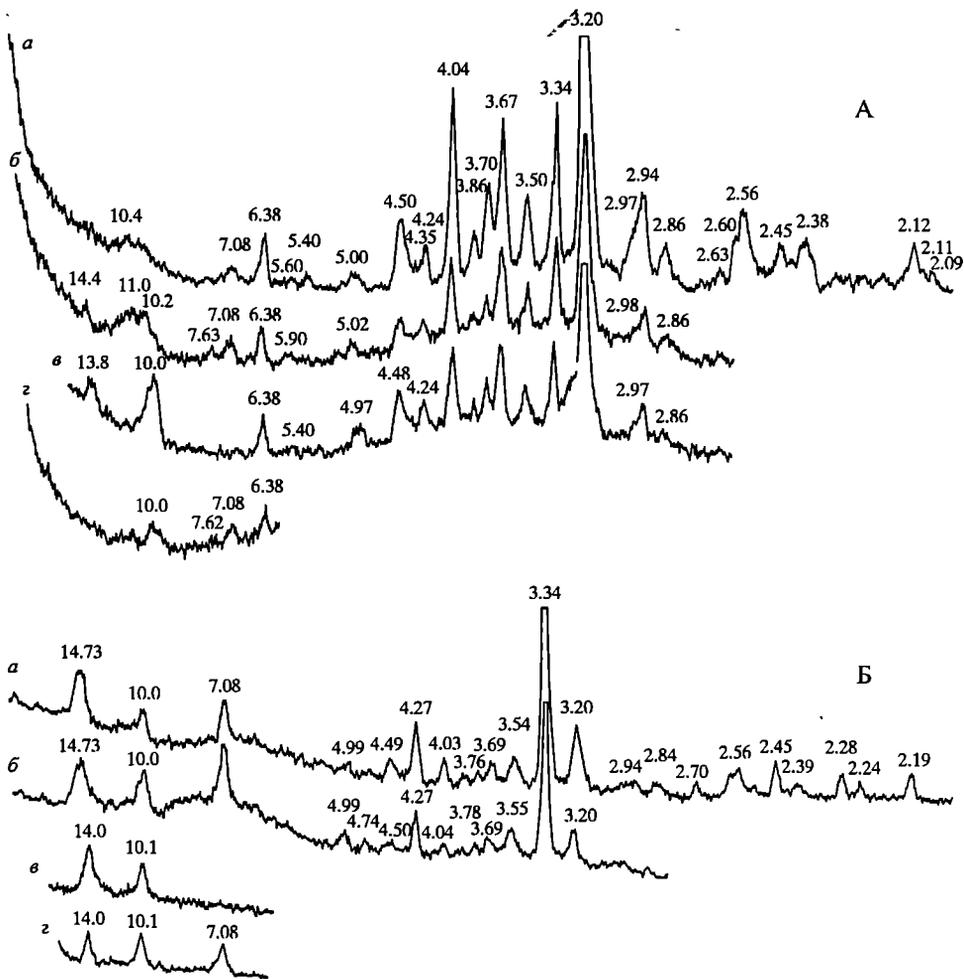


Рис. 103. Дифрактограммы глинистых пород с аномальной окраской (А, образец 03Us-31) и вмещающих аргиллитов старопечнинской свиты (Б, образец 03Us-30).

Условия съемки образцов: *a* – исходное состояние; *b* – ориентированный препарат; *v* – прокаленная проба; *z* – насыщенный этиленгликолем препарат

ным дифрактометрического анализа, разбухающей фазы является существенным отличием туфовых прослоев от вмещающих глинистых аргиллитовидных сланцев.

Химический состав туфов и вмещающих их образований приведен в табл. 29. На диаграмме Р. Гаррелса и Ф. Маккензи (1974) все фигуративные точки вмещающих аргиллитов старопечнинской, перевалокской и чернокаменской свит локализованы в поле нормальных глинистых пород (рис. 104, *a*). На диаграмме выделяется также совокупность фигуративных точек с заметно меньшими значениями величины $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ и в ряде случаев более высокими значениями параметра $\lg[(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})/\text{K}_2\text{O}]$, которая расположена в целом ниже поля обычных

Таблица 29

Химический состав представительных образцов глинистых пород с аномальной окраской и вмещающих их образований в разрезах сыльвицкой серии, мас. %

Оксид	Старопечнинская свита							Перевалокская свита			
	Вмещающие аргиллиты			Глинистые породы с аномальной окраской				Вмещающие аргиллиты	Глинистые породы с аномальной окраской		
	Обр. 937-5	Обр. 03Us-29	Обр. 03Us-30	Обр. 02Syl-11	Обр. 03Us-31	Обр. Sp-1	Обр. Sp-2	Обр. 03Us-33	Обр. 03Us-34	Обр. 03Us-35	Обр. Pr-1
SiO ₂	55.22	60.65	61.57	56.90	59.49	56.54	56.71	61.39	61.52	61.73	53.36
Al ₂ O ₃	22.07	15.87	14.86	15.39	18.42	22.14	22.10	15.56	14.90	15.50	14.40
TiO ₂	1.25	0.87	0.93	0.75	2.39	2.56	1.98	0.83	0.81	0.83	1.81
Fe ₂ O ₃ _{общ}	7.41	7.56	8.60	7.30	3.57	3.89	3.97	7.11	7.22	7.21	12.81
MnO	He опр.	0.14	0.10	0.48	0.11	0.09	0.04	0.16	0.14	0.14	0.06
MgO	2.53	2.72	3.02	2.88	1.75	1.60	1.91	2.76	2.82	2.80	1.18
CaO	0.18	0.70	0.37	3.76	0.58	0.70	0.80	0.96	1.13	0.96	1.12
K ₂ O	5.61	3.46	3.27	4.07	2.58	3.40	3.77	3.50	3.17	3.37	1.17
Na ₂ O	1.70	2.10	2.10	2.55	6.30	4.40	4.90	2.10	2.10	2.10	4.90
P ₂ O ₅	He опр.	0.17	0.09	0.36	0.11	0.11	0.11	0.16	0.15	0.14	0.79
Ппп	4.34	4.30	3.60	6.24	2.90	3.10	3.40	4.50	4.80	4.70	6.50
Сумма	100.31	98.54	98.50	100.68	98.20	98.53	99.69	99.02	98.76	99.48	98.08
	Чернокаменная свита										
Оксид	Вмещающие аргиллиты			Глинистые породы с аномальной окраской							
	Обр. 03Us-24	Обр. 03Us-28	Обр. 03Us-26	Обр. 03Us-27	Обр. 03Us-25	Обр. Mz-16-6	Обр. Mz-18-3	Обр. Mz-20-2	Обр. Ck-1	Обр. Ck-2	Обр. Ck-3
SiO ₂	61.53	57.13	61.76	54.50	54.27	62.03	62.07	65.55	53.54	54.25	54.73
Al ₂ O ₃	16.78	18.45	15.73	23.60	24.14	14.27	14.58	14.03	23.11	23.78	23.18
TiO ₂	0.85	0.94	0.87	1.80	1.86	0.71	1.15	0.67	0.98	1.78	1.80
Fe ₂ O ₃ _{общ}	6.44	6.84	7.79	3.46	3.39	6.02	7.04	6.48	5.21	3.72	3.61
MnO	0.11	0.05	0.30	0.05	0.04	0.14	0.97	0.11	0.03	0.06	0.16
MgO	2.36	2.35	2.32	1.79	1.87	2.11	1.87	2.18	2.44	1.80	1.67
CaO	0.60	0.55	0.53	0.72	1.21	2.97	1.50	1.05	0.54	0.79	0.73
K ₂ O	4.09	5.10	3.99	4.98	4.78	3.47	1.91	2.71	6.86	5.02	4.57
Na ₂ O	1.90	1.70	2.10	3.90	3.70	2.00	4.60	2.30	1.20	3.90	4.70
P ₂ O ₅	0.18	0.24	0.15	0.12	0.13	0.16	0.15	0.15	0.11	0.13	0.15
Ппп	4.00	7.40	4.40	4.30	4.50	5.70	3.40	3.40	5.90	4.40	3.90
Сумма	98.84	100.76	99.94	99.22	99.89	99.59	99.24	98.63	99.93	99.63	99.19

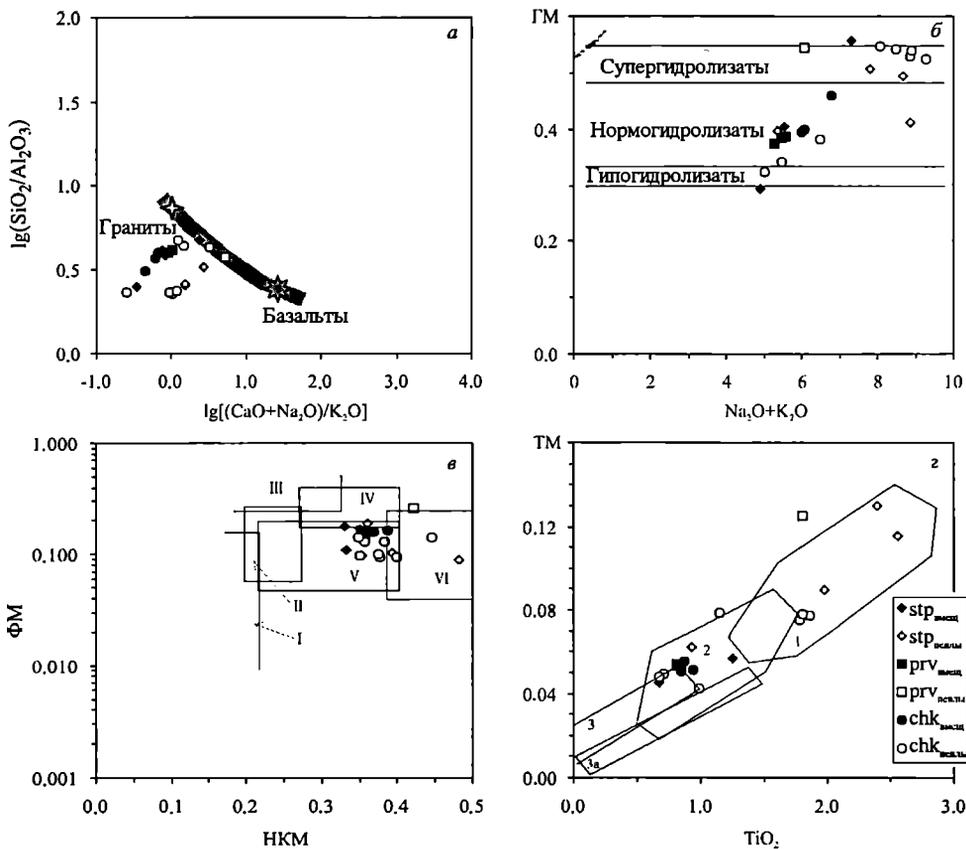


Рис. 104. Положение фигуративных точек составов глинистых пород с аномальной окраской и вмещающих их образований. На диаграммах: $\lg[(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})/\text{K}_2\text{O}]-\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (а) (Гаррелс, Маккензи, 1974), $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{ГМ}$ (б), НКМ–ФМ (в) и $\text{TiO}_2-\text{ТМ}$ (г) (Юдович, Кетрис, 2000).

Свиты: stp – старопечнинская, prv – перевалокская, chk – чернокаменная. Поля для диаграммы НКМ–ФМ: I – преимущественно каолиновых глин; II – преимущественно монтмориллонитовых с примесью каолинита и гидрослюды глин; III – преимущественно хлоритовых с примесью Fe-гидрослюд глин; IV – хлорит-гидрослюдистых глин; V – хлорит-сметит-гидрослюдистых глин; VI – гидрослюдистых глин со значительной примесью дисперсных полевых шпатов. Поля для диаграммы $\text{TiO}_2-\text{ТМ}$: 1 – каолиновых глин; 1а – низкомолекулярных каолиновых глин – продуктов катагенетических преобразований смектитового или каолинового субстрата; 2 – существенно гидрослюдистых глин; 3 – существенно смектитовых глин

глинистых пород. Эти точки отвечают пепловым туфам, причем так же как и на основе данных микроскопического изучения, можно, по мнению авторов, сделать вывод, что исходная пирокластика имела средний или основной состав.

По литохимическим особенностям представленные в авторской коллекции образцы принадлежат преимущественно нормо- и супергидролизатам (рис. 104, б) (Юдович, Кетрис, 2000). Примечательно, что по сравнению с вмещающими породами ассоциирующие с ними туфовые прослои характеризуются более высокими значениями гидролизатного модуля и, следовательно, имеют более высокую степень измененности. Так, аргиллиты чернокаменной свиты, не содержащие примесь пирокластического

материала, по величине гидролизатного модуля принадлежат нормосиаллитам (ГМ от 0.39 до 0.46), а большинство присутствующих среди них туфовых прослоев могут быть классифицированы как суперсиаллиты (ГМ от 0.53 до 0.55).

На модульной диаграмме НКМ–ФМ (Юдович, Кетрис, 2000) фигуративные точки аргиллитов и локализованных в них туфовых прослоев сосредоточены в поле VI (рис. 104, в), отвечающем глинистым породам преимущественно гидрослюдистого состава со значительной примесью тонкозернистых обломков полевых шпатов.

На диаграмме TiO_2 –ТМ (рис. 104, з) (Юдович, Кетрис, 2000) точки составов туфовых прослоев, характеризующиеся в большинстве случаев значениями ТМ выше 0.06 и TiO_2 более 1.80, расположены в поле каолинитовых глин, тогда как преобладающая часть составов вмещающих их аргиллитов локализована в области перекрытия полей существенно гидрослюдистых и существенно монтмориллонитовых глин.

Для диагностики присутствия в тонкозернистых алюмосиликокластических породах камуфлированной пирокластике может быть использован ряд литохимических критериев (Юдович и др., 1984, 1986). Так, породы с существенной примесью кислой пирокластике характеризуются аномально высоким (более 0.4) значением НКМ = $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$, величина калиевого модуля (КМ = K_2O/Al_2O_3) в них превосходит мусковитовую норму (0.31), величина же титанового модуля (ТМ = TiO_2/Al_2O_3) в них, по сравнению с нормальными осадочными породами, резко понижена. Тонкозернистые породы с примесью пирокластике основного состава «легко и надежно диагностируются по признакам повышенной магнезиальности, железистости, титанистости и фемичности» (Юдович, Кетрис, 2000, с. 349). Величина КМ ни в одном из проанализированных авторами образцов как вмещающих аргиллитов, так и туфовых прослоев не превышает указанного выше порогового значения. Величина НКМ только в трех образцах (03Us-31, Pr-1 и Mz-18-3) превышает 0.4, что связано с повышенными содержаниями в них Na_2O , входящего в состав плагиоклазов, количество которых, как показано выше, в туфовых прослоях весьма значительно. Все это в целом позволяет сделать вывод, что в изученных авторами образцах осязатимая примесь кислой камуфлированной пирокластике отсутствует.

Сравнение химического состава туфовых прослоев с составом вмещающих аргиллитов, выполненное на примере чернокаменной свиты, показывает, что последние характеризуются более высокими значениями ФМ и ЖМ, тогда как титановый модуль в туфовых прослоях заметно выше, чем в аргиллитах, и достигает 0.076–0.078 (рис. 105). Только по одному этому параметру можно с достаточной степенью уверенности считать, что присутствующие в разрезах данного литостратиграфического подразделения глинистые прослой с аномальной окраской содержат значительное количество основной пирокластике.

По соотношению SiO_2 и Al_2O_3 вмещающие аргиллиты характеризуются в основном значениями 3.1–4.7. Туфовые прослой (образцы 03Us-27, 03Us-25, Ck-1, Ck-2, Ck-3, Sp-1 и Sp-2) характеризуются значениями отношения $Si/Al = 2.2$ – 2.6 и сопоставимы по данному параметру с высокоглино-

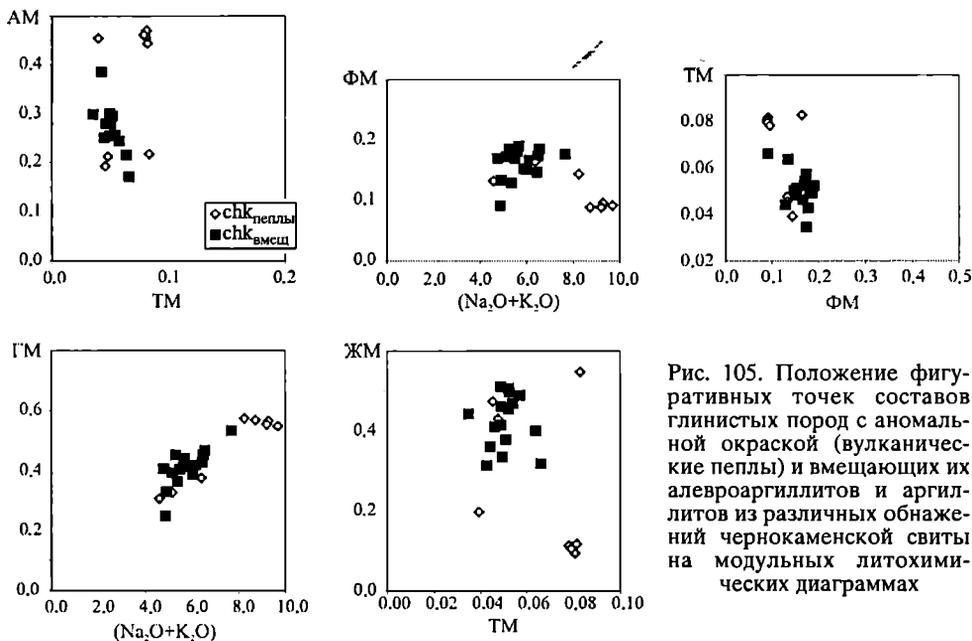


Рис. 105. Положение фигуративных точек составов глинистых пород с аномальной окраской (вулканические пеплы) и вмещающих их алевроаргиллитов и аргиллитов из различных обнажений чернокаменной свиты на модульных литохимических диаграммах

земистыми туфами редкинского горизонта, распространенными на Восточно-Европейской платформе (Борхвардт, Фелицын, 1992).

Интересные особенности состава прослоев с аномальной окраской выявляются при анализе нормированных на хондрит спектров РЗЭ (рис. 106). По сравнению с вмещающими аргиллитами большинство их характеризуются существенно более низкими значениями отношения La_N/Yb_N (3.73–6.68), ярко выраженным деплетированием РЗЭ ($2.13 < Gd_N/Yb_N < 3.07$), меньшим углом наклона левой ветви спектров ($1.64 < La_N/Sm_N < 2.56$) и весьма небольшой величиной отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* > 0.80$) (табл. 30). В целом это указывает на существенно базитовый состав прослоев с аномальной окраской.

U–Pb-датирование цирконов, выделенных из пепловых прослоев (образцы 03Us-25 и 03Us-272) и вмещающих их осадочных образований (образец UsA) чернокаменной свиты произведено с помощью SHRIMP II (ЦНИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) (Ронкин и др., 2006) в соответствии с методическими приемами описанными выше (см. раздел по Троицкому массиву).

Извлеченные из пепловых прослоев цирконы оказались гетерогенными (рис. 107), что позволило в первом приближении рассматривать два сообщества. Первое из них представлено идиоморфными и субидиоморфными кристаллами (коэффициенты удлинения до 2), второе – изометричными индивидами как с включениями, так и без них. Присутствуют также цирконы, имеющие как гомогенные, так и неоднородные катодолюминесцентные свечения. Отдельные кристаллы демонстрируют четкую зональность. Содержания U относительно невелики и составляют 43–359 г/т.

Результаты «in situ» U–Pb-датирования цирконов представлены в табл. 31 и на рис. 108. Положение фигуративных точек в координатах

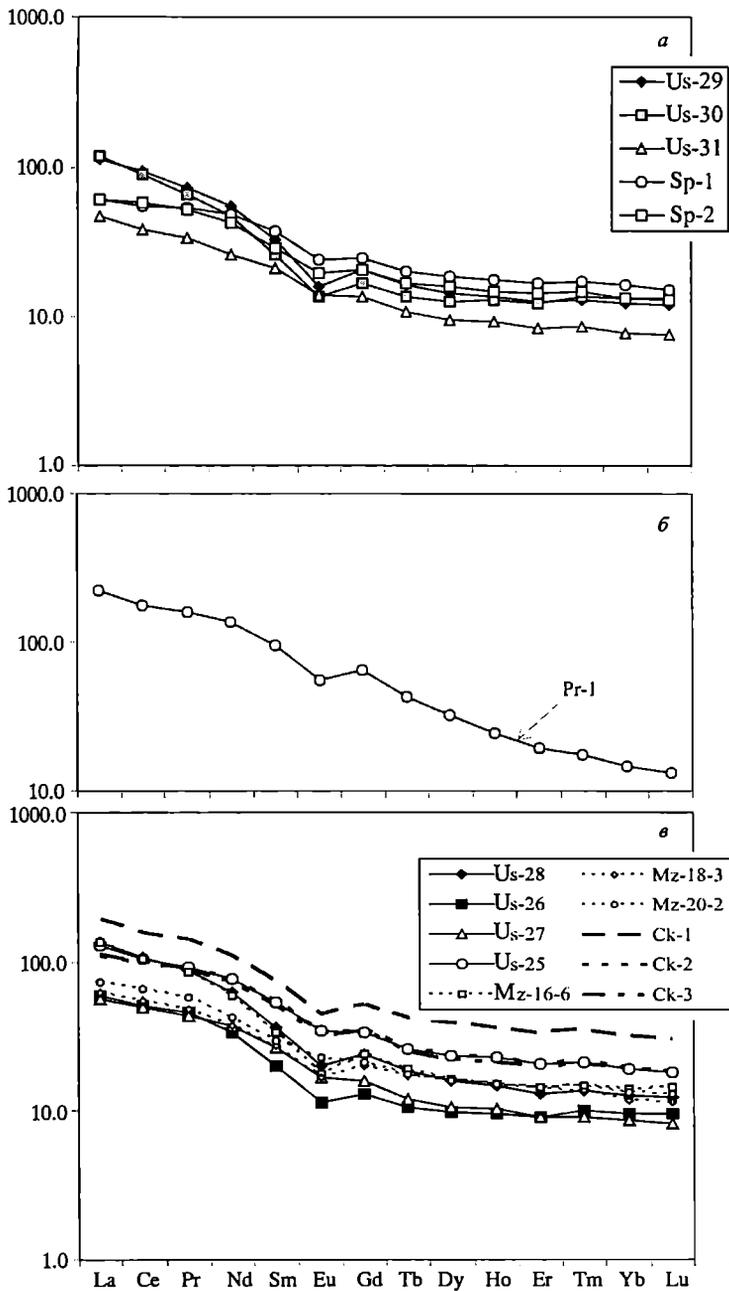


Рис. 106. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в глинистых породах с аномальной окраской и вмещающих их отложениях сыльвицкой серии.

Свиты: а – старопечнинская; б – перевалокская; в – чернокаменная

Параметры нормированных на хондрит спектров РЗЭ в глинистых породах с аномальной окраской и вмещающих их образцах сыльвицкой серии

Свита	Порода	№ образца	La _N /Yb _N	La _N /Sm _N	Gd _N /Yb _N	Eu/Eu*
Старопечнинская	Вмещающие аргиллиты	03Us-29	9.18	3.46	2.65	0.62
		03Us-30	8.91	4.60	1.94	0.65
	Глинистые породы с аномальной окраской	03Us-31	5.97	2.20	2.71	0.81
		Sp-1	3.73	1.64	2.27	0.81
		Sp-2	4.49	2.10	2.13	0.79
Перевалокская		Pr-1	15.35	2.34	6.57	0.71
Чернокаменная	Вмещающие аргиллиты	03Us-28	10.77	3.71	2.90	0.69
		03Us-26	6.21	2.95	2.10	0.70
	Глинистые породы с аномальной окраской	03Us-27	6.57	2.14	3.07	0.81
		03Us-25	6.68	2.36	2.83	0.80
		Mz-16-6	9.54	3.92	2.43	0.61
		Mz-18-3	5.34	2.29	2.33	0.72
		Mz-20-2	5.42	2.42	2.24	0.90
		Ck-1	5.97	2.56	2.34	0.72
		Ck-2	5.67	2.04	2.78	0.76
		Ck-3	5.86	2.21	2.65	0.77

$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ позволяет провести дискордию через SHRIMP II по данным шести кратеров цирконов (Us272.1.1, Us272.5.1, Us272.2.1, Us272.3.1, Us272.7.1 и Us272.8.1). Верхнее пресечение дискордии с конкордией определяет возраст 557 ± 37 млн лет (MSWD = 0.18, probability 0.95), тогда как нижнее, в пределах погрешности, соответствует нулевому значению. «Перекрывающиеся» эллипсы, соответствующие U–Pb (SHRIMP II)-данным кратеров Us272.7.1 и Us272.8.1, позволяют вычислить конкордантное значение 557 ± 10 млн лет ($\pm 2\sigma$, MSWD = 0.0043, probability 0.95). Остальные фигуративные точки (Us272.10.1, Us272.9.1, Us272.11.1, Us272.6.1 и Us272.4.1) определяют по сути три возрастных кластера с $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -значениями существенно более древними, вплоть до 1869 ± 23 млн лет (по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$).

Для установления природы более древних U–Pb-данных нами были датированы цирконы, выделенные из вмещающих туфовые прослой шоколадно-коричневых аргиллитов (UsA). Полученные (SHRIMP II)-данные (см. табл. 31) хорошо согласуются с тремя довендскими возрастными кластерами кристаллов туфовых прослоев.

Рассматривая полученные SHRIMP II-результаты, можно сделать заключение, что U–Pb-данные по цирконам Us272.1.1, Us272.5.1, Us272.2.1, Us272.3.1, Us272.7.1, Us272.8.1 дают линию регрессии с возрастом 557 ± 37 млн лет (MSWD = 0.18), что согласуется с геологическими данными. Остальные проанализированные кристаллы являются унаследованными и определяют возраст пород в области(ях) сноса.

Представляется весьма вероятной и корреляция полученного авторами U–Pb-возраста вулканогенных цирконов из основания чернокаменной свиты с возрастом гранитоидов из фундамента Печорской плиты (557 ± 6 млн лет), внедрение которых произошло на заключительном этапе Тиманского орогенеза на северо-восточной окраине палеоконтинента

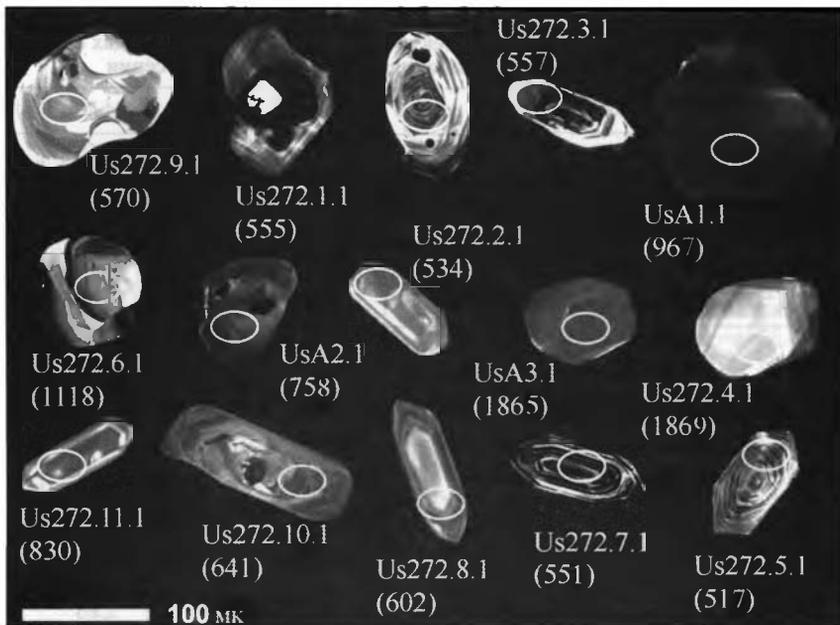


Рис. 107. Католюминесцентные изображения цирконов, выделенных из пеплового прослоя (образец Us-27) и вмещающих аргиллитов (образец UsA) в основании вилухинской подсвиты чернокаменной свиты (обн. 0304). Белый контур эллипса, демонстрирует локализацию кратера в пределах кристалла. Цифры в круглых скобках соответствуют возрасту по $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ в млн лет

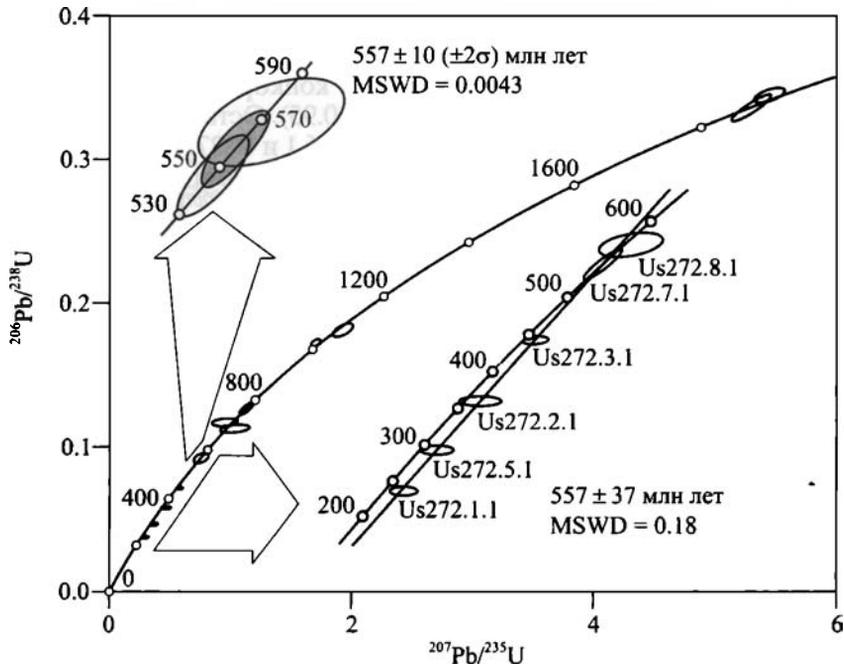


Рис. 108. U–Pb (SHRIMP II)-данные для цирконов из пеплового прослоя в основании чернокаменной свиты (образец Us-27) и вмещающих его аргиллитов (образец UsA) вилухинской подсвиты чернокаменной свиты (обн. 0304)

Таблица 31

«In situ» U–Pb (SHRIMP II)-данные для цирконов из прослоев пепловых туфов и вмещающих их аргиллитов чернокаменной свиты сыльвицкой серии

Образец, кристалл, кратер	²⁰⁶ Pb _c , %	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, ppm	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U
		ppm				(возраст, ± млн. лет)	
Us272.1.1	–	154	135	0.91	4.91	0.0587 (7.4)	0.303 (7.6)
Us272.5.1	0.47	128	105	0.85	5.14	0.0577 (8.3)	0.369 (8.5)
Us272.2.1	0.23	94	65	0.71	4.64	0.0581 (7.6)	0.458 (7.8)
Us272.3.1	–	154	153	1.03	9.41	0.0587 (3.0)	0.576 (3.0)
Us272.7.1	0.37	240	102	0.44	18.3	0.0586 (3.4)	0.714 (3.40)
Us272.8.1	3.26	114	52	0.48	9.31	0.0600 (6.5)	0.763 (6.6)
Us272.10.1	–	169	291	1.78	16.0	0.0610 (2.0)	0.925 (2.3)
Us272.9.1	1.82	53	71	1.38	5.44	0.0591 (9.0)	0.953 (9.2)
Us272.11.1	0.01	56	69	1.26	5.45	0.0670 (9.8)	1.04 (10)
Us272.6.1	–	43	30	0.71	6.69	0.0769 (3.0)	1.924 (3.5)
Us272.4.1	0.12	91	40	0.46	26.9	0.1143 (1.3)	5.447 (1.8)
UsA.2.1	0.26	131	50	0.39	14.4	0.0645 (3.6)	1.132 (3.6)
UsA.1.1	0.10	359	108	0.31	53.4	0.0714 (1.7)	1.699 (1.7)
UsA.3.1	0.11	129	64	0.51	37.5	0.1140 (2.5)	5.30 (2.5)

Образец, кристалл, кратер	(1) ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	Rho	(1) ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	(1) ²⁰⁶ Pb*/ ²³² Th	D, %
	(возраст, ± млн лет)		(возраст, ± млн лет)			
Us272.1.1	0.03745 (1.5)	0.20	237 (3.6)	555 (161)	253 (11)	134
Us272.5.1	0.04642 (1.5)	0.18	293 (4.5)	517 (182)	311 (15)	77
Us272.2.1	0.05721 (1.6)	0.21	359 (5.9)	532 (166)	394 (20)	48
Us272.3.1	0.07115 (1.2)	0.40	443 (5.5)	557 (65)	462 (10)	26
Us272.7.1	0.0884 (2.8)	0.82	546 (16)	551 (74)	517 (19)	1.0
Us272.8.1	0.0923 (2.8)	0.43	569 (17)	602 (141)	526 (43)	5.8
Us272.10.1	0.1099 (1.1)	0.55	672 (7.8)	641 (43)	673 (11)	–4.7
Us272.9.1	0.1170 (2.0)	0.22	713 (15)	570 (196)	710 (29)	–20
Us272.11.1	0.1125 (2.0)	0.20	687 (14)	839 (204)	711 (37)	22
Us272.6.1	0.1815 (1.9)	0.63	1075 (22)	1118 (60)	1145 (36)	4.0
Us272.4.1	0.3457 (1.2)	0.92	1914 (27)	1869 (23)	1912 (45)	–2.4
UsA.2.1	0.1273 (2.6)	0.72	772 (21)	758 (76)	772 (29)	–1.9
UsA.1.1	0.1727 (1.1)	0.65	1027 (12)	967 (35)	1037 (22)	–5.8
UsA.3.1	0.3371 (2.3)	0.92	1873 (50)	1865 (45)	1847 (49)	–0.4

Примечание. Погрешности указаны на уровне $\pm 1\sigma$; Pb_c и Pb* – нерадиоγενный и радиогенный свинец соответственно. Погрешность в калибровке стандартов составляла 0.4%; (1) поправка на обыкновенный свинец вносилась по ²⁰⁴Pb; (2) D – дьякордантность; (3) Rho – коэффициент корреляции.

Балтика (Pease et al., 2004). Остальные проанализированные кристаллы цирконов являются унаследованными и определяют возраст пород в области(ях) сноса. Учитывая, что в Кваркушко-Каменногорском мегантиклинории широко развиты позднерифейско-ранневендские магматические комплексы (Петров и др., 2005), можно предполагать, что цирконы с возрастaми ~680 млн лет поступали в осадок в том числе и за счет размыва локальных источников сноса.

**СРЕДНЕУРАЛЬСКИЙ СЕГМЕНТ В СОСТАВЕ
ПОЗДНЕВЕНДСКОГО МЕЗЕНСКОГО ПАЛЕОБАССЕЙНА**

История формирования сыльвицкой серии неразрывно связана с эволюцией северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы. В поздневендскую эпоху, как об этом свидетельствуют особенности строения отложений этого времени, здесь, перед фронтом Канино-Тиманского складчато-надвигового пояса, существовал протяженный относительно мелководный предгорный Мезенский палеобассейн, в котором на фоне интенсивного прогибания происходило накопление туфогенно-терригенных осадочных последовательностей (Аксенов, 1985; Grazhdankin, 2004b; Маслов и др., 2008). Верхневендские отложения, представленные в многочисленных обнажениях в юго-восточном Беломорье, прослеживаются, по данным параметрического бурения и геофизических исследований (Геодинамика..., 2006), вдоль северо-восточной периферии платформы через Мезенский палеобассейн в Верхнекамскую впадину и вновь выходят на дневную поверхность на западном склоне Среднего Урала, в Кваркушко-Каменногорском мегантиклинории (см. рис. 1, а). На юге Мезенский палеобассейн был ограничен сводовым поднятием Волго-Камского массива, а на юго-западе к нему примыкал интракратонный Московский палеобассейн. Сходство палеонтологических комплексов остатков в разрезах северо-западной части Мезенского палеобассейна (юго-восточное Беломорье) и западного склона Среднего Урала указывает на существование в позднем венде устойчивых биогеографических связей в пределах всего палеобассейна, что также подтверждается находками представителей ископаемой беломорской биоты в керне скважин Мезенской синеклизы (Гражданкин и др., 2005а, 2007). Вдоль палеосклона, по направлению к Канино-Тиманскому складчато-надвиговому поясу, мощность осадочного выполнения предгорного палеобассейна возрастает от 500–600 (юго-восточное Беломорье) до 1300 м (Вычегодский прогиб), а вкрест палеосклона, по направлению к Уралу – до 1700–2000 м. Полоса распространения верхневендских отложений также протягивается вдоль восточной окраины Восточно-Европейской платформы (Шкапово-Шиханская впадина и Башкирский мегантиклинорий).

Низкая скорость эволюционных обновлений докембрийского биоса, не обеспечивающая зональное расчленение осадочных последовательностей (Grazhdankin, 2004а), и недостаток изотопно-геохронологических данных не позволяют проводить детальную корреляцию вендских алюмосилико-кластических отложений Восточно-Европейской платформы не только с отложениями других регионов Северной Евразии, но даже в пределах одного палеобассейна. Назревшая необходимость синтеза данных по опорным разрезам верхнего протерозоя мира требует разработки новой корреляци-

онной базы, основой для которой может, по мнению авторов, выступать секвенс-стратиграфический подход. Применение методов секвентной стратиграфии к изучению верхневендских отложений Восточно-Европейской платформы стало возможным благодаря выполненному авторами детальному фациально-генетическому анализу осадочных последовательностей в естественных обнажениях в юго-восточном Беломорье и на западном склоне Среднего Урала (Иванцов, Гражданкин, 1997; Гражданкин, Бронников, 1997; Grazhdankin, 2000; Гражданкин, 2003; Гражданкин и др., 2005а, 2005б, 2007; Гражданкин, Краюшкин, 2007). Установленные здесь латеральные фациальные ряды и поверхности резкой миграции фаций уверенно трассируются и в скважинах, вскрывших верхний венд в Мезенской и Московской синеклизах, демонстрируя тем самым относительную выдержанность седиментационных систем в предгорном палеобассейне, который существовал на северо-восточной и восточной периферии Восточно-Европейской платформы перед фронтом тиманского орогена (Маслов и др., 2008). В результате проведенных исследований оказалось возможным не только выявить секвенс-стратиграфическую архитектуру верхневендских отложений, но и впервые детально скоррелировать между собой наиболее фоссилиеносные (юго-восточное Беломорье) и наиболее мощные (Средний Урал) разрезы венда.

9.1. СЕКВЕНТНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ВАЛДАЙСКОЙ СЕРИИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО БЕЛОМОРЬЯ

В юго-восточном Беломорье верхневендские отложения представлены лямицкой, верховской, зимнегорской и ергинской свитами валдайской серии (Гражданкин, 2003); падунская свита, венчающая здесь разрез валдайской серии, имеет кембрийский возраст (Гражданкин, Краюшкин, 2007). Благодаря хорошей обнаженности и густоте скважин с высоким выходом керна для юго-восточного Беломорья разработана модель секвентной стратиграфии верхневендских отложений, которая применима для всего палеобассейна (рис. 109). В верхневендских отложениях юго-восточного Беломорья выделяются четыре секвенс-стратиграфических подразделения: агминская, солзенская, зимнегорская и ергинская секвенции (Маслов и др., 2008; Гражданкин, Маслов, 2009).

Агминская секвенция объединяет лямицкую свиту и нижнюю подсвиту верховской свиты суммарной мощностью 220–230 м. Нижняя граница секвенции представляет собой поверхность субаэрального размыва шельфа (mfs_1), на которой залегают покров гравелитов (трансгрессивный тракт, TST_1), ограниченный сверху поверхностью максимального морского затопления (mfs_1). В стратотипическом разрезе скв. С18, пробуренной на Онежском полуострове, пласт гравелитов достигает мощности 42 см. Основная часть секвенции интерпретируется как тракт высокого стояния уровня моря ($HSST_1$). В основании тракта повсеместно залегают пачка тонкослоистых глин шоколадно-коричневой окраски с прослоями туфов, маркирующая максимальное наступление моря в сторону берега. Вышележащая толща сложена тонкопереслаивающимися алевролитами и глинами пестрой окраски, однообразное строение которой прерывается проградационными

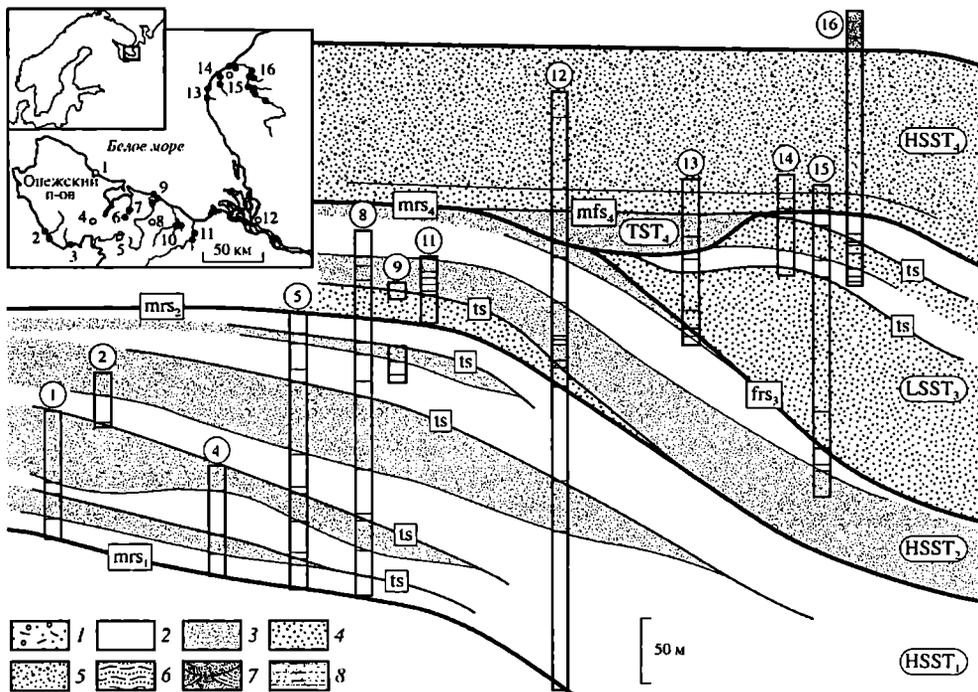


Рис. 109. Секвенс-стратиграфический каркас верхневендских отложений юго-восточного Беломорья.

Разрезы: 1 – скв. С6, 2 – р. Лямца, 3 – р. Пурнема, 4 – скв. С11, 5 – скв. С18, р. Агма, 6 – оз. Мурамено, 7 – оз. Кинжуское, 8 – скв. С17, 9 – р. Сюзьма, 10 – р. Верховка, р. Каракта, 11 – р. Солза, 12 – скв. Архангельск, 13 – Зимние горы, 14 – р. Торожма, 15 – скв. Торожма, 16 – р. Зимняя Золотица.

1–8 – фации: 1 – двамиктиты, 2 – тонкослоистые аргиллиты и алевролиты, 3 – волнисто-слоистые песчаники, 4 – переслаивание песчаников, 5 – песчаники с многоэтажной косою слоистостью, 6 – переслаивание алевролитов и песчаников, 7 – песчаники с мульдобразной косою слоистостью, 8 – песчаники с фазерной слоистостью.

LSST – тракт низкого стояния уровня моря; HSST – тракт высокого стояния уровня моря; TST – трансгрессивный тракт; mrs – поверхность максимальной регрессии; mfs – поверхность морского затопления; frs – поверхность форсированной регрессии; ts – трангрессивная поверхность

клиньями сероцветных отложений, представленных толщey переслаивающихся глин, алевролитов и мелкозернистых косоволнисто-слоистых песчаников (Grazhdankin, 2004a; Гражданкин, 2003).

Пространственное размещение проградационных клиньев удалось реконструировать в результате послойного сопоставления разрезов новых скважин, пробуренных ПГО «Архангельскгеология» на Онежском полуострове в период с 1993 по 1996 гг. (рис. 110). Эта особенность строения, которая прослеживается в скважинах на десятки километров, позволяет представить тракт высокого стояния как пакет парасеквенций. В основании каждой парасеквенции трансгрессивно залегают тонкослоистые глины либо конденсированная толща переслаивающихся алевролитов и глин с карбонатными прослойками, соответствующих пику трансгрессии, а завершается парасеквенция регрессивной пачкой переслаивающихся алевролитов и глин с прослоями песчаников. Максимальная мощность проградационных клиньев приурочена к восточному склону Балтийского щита. Перечисленные особенности строения позволяют интерпретировать агминскую секвенцию как результат продвижения (надстраивания) и периодического

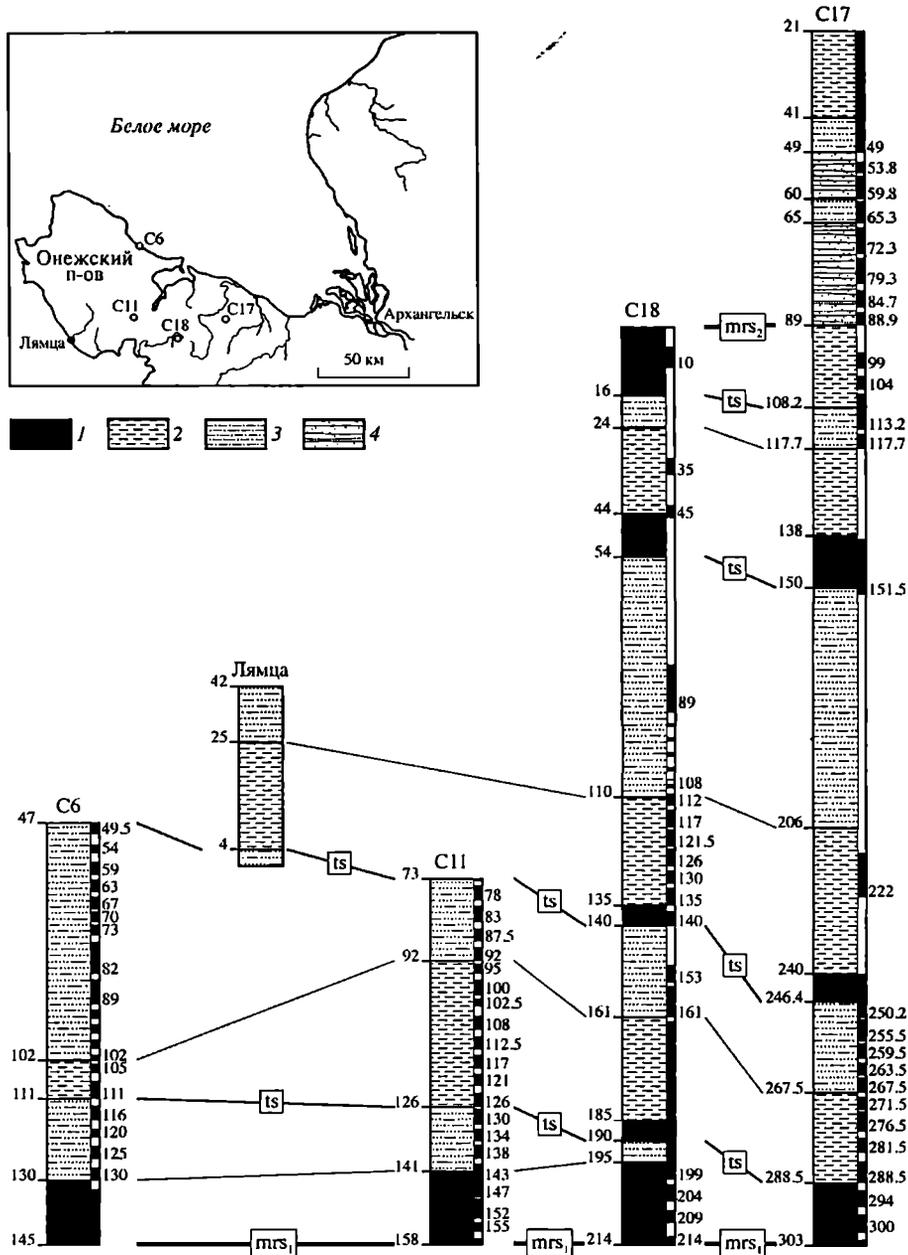


Рис. 110. Расположение, строение и корреляция разрезов скважин, пробуренных ПГО «Архангельскгеология» на Онежском полуострове.

Интервалы, не представленные керном, составлены по геофизическим данным. Интервал 54–0 м разреза скв. С18 дополнен данными из обнажения, на котором пробурена скважина. В схеме корреляции использован разрез лямцкой свиты, описанный в береговых обрывах вблизи дер. Лямца: 1 – тонкослоистые аргиллиты, 2 – тонкопереслаивающиеся песчаники и аргиллиты, 3 – переслаивающиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты, 4 – переслаивающиеся алевролиты и аргиллиты.

Условные обозначения см. рис. 109

отступления прибрежных обстановок со штормовым режимом седиментации со стороны Балтийского щита в область подводных илистых равнин с относительно спокойной седиментацией в условиях мелководного эпиплатформенного палеобассейна.

В наиболее мощных интервалах тонкослоистых глин в основании ляницкой и верховской свит присутствуют тонкие прослои вулканических пеплов. U–Pb-возраст цирконов из пеплов в основании верховской свиты составил 558 ± 1 млн лет (определение возраста выполнено в 2001 г. в лаборатории Массачусетского Технологического Института, США).

Солзенская секвенция представлена верхней подсвитой верховской свиты мощностью до 100 м. Нижняя граница представляет собой поверхность максимальной регрессии (mrs_2) и совпадает с поверхностью морского затопления (mfs_2). На этой поверхности залегают толща, которая интерпретируется как тракт высокого стояния ($HSST_2$), построенная из нескольких регрессивных циклитов мощностью 10–15 м. Нижняя часть каждого такого циклита сложена тонко переслаивающимися алевролитами и глинами, а верхняя – желтовато-серыми песчаниками с косоволнистой, тонкой и грубой горизонтальной слоистостью. Пласты песчаников местами деформированы с образованием складок, рулето- и шаровидных форм и залегают между ненарушенными пластами, при этом структурный стиль деформаций неупорядочен и невыдержан по площади. Осадочная система сформировалась в обстановках продельтового фронта (Гражданкин, Бронников, 1997). В основании тракта $HSST_2$ широко распространены песчаники с многоэтажной косою слоистостью и эрозионной подошвой и слепки каналов, в то время как текстурные особенности песчаников в верхней части секвенции указывают на постепенный спад флювиальной активности и усиление волновой переработки.

Зимнегорская секвенция объединяет одноименную свиту, строение которой детально изучено в стратотипических разрезах Зимних гор. Снизу секвенция ограничена поверхностью форсированной регрессии (frs_3), к которой приурочены эрозионные врезы глубиной до 0.2 м, выполненные линзовидными прослоями гравелитов и конгломератов, и признаки педогенеза. На этой поверхности залегают пакет отложений мощностью 5 м, который интерпретируется как продукт перемива поверхности форсированной регрессии в результате наступания моря в условиях некомпенсированного прогибания области седиментации. В основании пакета залегают пачка (мощностью до 1 м) тонкослоистых глин шоколадно-коричневой либо пятнистой окраски. В кровле пачки наблюдаются следы размыва с эрозионными врезами глубиной до 0.6 м, выполненными волнисто-слоистыми кварцевыми песчаниками с линзами конгломератов. Затем следует пачка (мощностью до 3.5 м), сложенная тонко переслаивающимися кварцевыми песчаниками и глинами с тонкими (1–15 мм) слоями вулканических пеплов. В ее кровле также наблюдаются следы размыва, достигающие местами глубины 4 м.

Остальная часть зимнегорской секвенции интерпретируется как тракт низкого стояния уровня моря ($LSST_3$). В основании тракта залегают мощная (до 9 м) трансгрессивная толща тонкослоистых глин пятнистой, шоколадно-коричневой и голубовато-серой окраски с прослоями вулканических

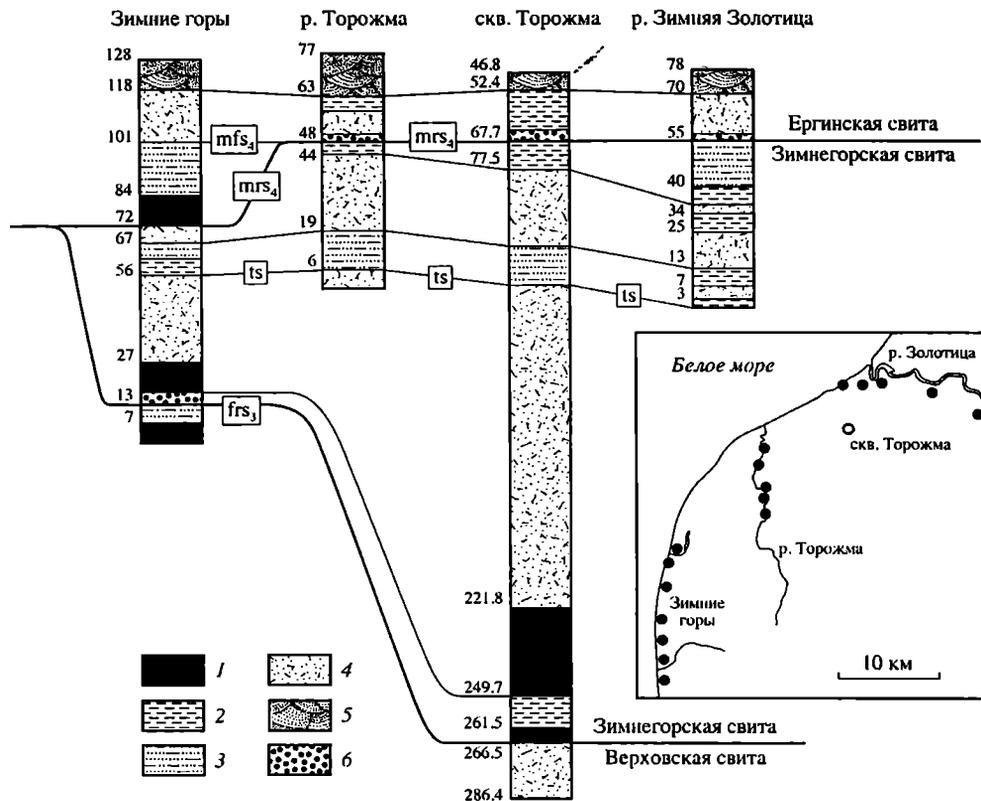


Рис. 111. Строение и корреляция опорных разрезов Зимнего берега Белого моря. Разрез скв. Торозhma составлен по материалам отчета А.Ф. Станковского с соавторами (1985 г.): 1 – тонкослойные аргиллиты, 2 – тонко переслаивающиеся алевролиты и аргиллиты, 3 – переслаивающиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты, 4 – слепки каналов, 5 – песчаники с многоэтажной косой слоистостью, 6 – травертиты. Условные обозначения см. рис. 109

пеплов. Далее следует мощная (до 29 м) толща, сложенная пакетами серых песчаников, чередующимися с пачками тонкослойных алевролитов серого цвета с фиолетовым оттенком. Песчаники демонстрируют тонкую и грубую горизонтальную и многоэтажную косую слоистость. Косоволнистая слоистость для песчаников нехарактерна. Стратификация осложнена разнообразными сингенетическими подводно-оползневыми нарушениями, затрагивающими мощные интервалы разреза. Завершает тракт толща мощностью 16 м, в которой интервалы тонко переслаивающихся алевролитов и глин чередуются с пакетами песчаников с волнистой и грубой горизонтальной слоистостью, слепками промоин и каналов. Тракт низкого стояния, таким образом, состоит из двух частей. Нижняя часть сформировалась в обстановках конуса выноса приустьевой песчаной отмели в условиях некомпенсированного прогибания области седиментации, а верхняя представляет пакет мелеющих вверх последовательностей (парасеквенций), которые сформировались в обстановках прodelьты в условиях равновесия с темпами прогибания.

Мощность зимнегорской свиты в Зимних горах не превышает 59 м. В то же время в скв. Торожда, пробуренной в 26 км к северо-востоку от Зимних гор, мощность свиты относительно быстро возрастает до 200 м как за счет увеличения мощностей отдельных толщ, так и благодаря наращиванию пакета парасеквенций, венчающего осадочную систему (рис. 111). Зимнегорская осадочная система установлена только на северо-востоке юго-восточного Беломорья, что свидетельствует о резком сокращении аккомодационного пространства в предзимнегорское время. U–Pb-возраст цирконов из наиболее мощного прослоя вулканических туфов в основании зимнегорской свиты составил 555.3 ± 0.3 млн лет (Martin et al., 2000).

Ергинская секвенция представлена ергинской свитой мощностью до 150 м. В Зимних горах ергинская свита залегает на различных горизонтах зимнегорской свиты (см. рис. 111), а в южных разрезах – на различных горизонтах верховской свиты. К нижней границе свиты приурочены локальные размывы в виде карманов, заполненных песчаниками с галькой. Черепитчатый характер залегания песчаниковой гальки в относительно мелкозернистом матриксе, следы волочения гальки и тонкая штриховка на ее поверхности указывают на многократный перемыв. В разрезах Зимних гор в основании секвенции залегает толща (12 м) пятнистых, серых и шоколадно-коричневых тонкослоистых глин. Выше следует сероцветная толща, сложенная пачками тонкослоистых глин, пластами песчаников и интервалами переслаивающихся алевролитов и глин. В чередовании литотипов здесь наблюдается определенная закономерность, позволяющая выделять четыре прогрессивно построенные циклотемы мощностью 1.3–4.3 м. В основании каждой циклотемы залегают линзовидные пласты (до 0.5 м) желтовато-серых песчаников с косоволнистой, тонкой горизонтальной и градационной слоистостью и разнообразными подводно-оползневыми деформациями. Мощный пласт песчаников в каждой циклотеме постепенно сменяется пакетом (0.4–0.7 м) переслаивания песчаников, алевролитов и глин; в песчаниках широко распространена косоволнистая слоистость и знаки симметричной ряби. Далее следует пачка тонкопереслаивающихся зеленовато-серых алевролитов и глин. Заканчиваются циклотемы пачками серых тонкослоистых глин. В песчаниках широко распространены текстуры сингенетических подводно-оползневых деформаций: складки, рулето- и шаровидные формы.

Толща пятнистых глин и пакет циклотем суммарной мощностью до 30 м вместе выполняют пологий эрозионный врез (см. рис. 111). Отложения сформировались в обстановках периодической миграции продельтового фронта в условиях равновесия с темпами прогибания области седиментации. Толща глин и пакет циклотем интерпретируются как трансгрессивный тракт (TST_4). Тракт снизу ограничен поверхностью максимальной регрессии (mrs_4), а сверху – поверхностью максимального морского затопления (mfs_4). К северо-востоку от Зимних гор трансгрессивный тракт не прослежен. Здесь поверхность морского затопления сливается с поверхностью максимальной регрессии, а на ней залегают покровы конгломератов. К югу от Зимних гор (например в скв. Архангельск) установлены отложения, которые по генетическим признакам можно отнес-

ти к тракту TST₄, однако нет полной уверенности, что они выполняют тот же эрозионный врез.

Вышележащие отложения мощностью до 120 м интерпретируются как тракт высокого стояния (HSST₄). В основании тракта повсеместно прослеживается толща (17 м) волнисто переслаивающихся песчаников, алевролитов и глин с многочисленными слепками промоин и каналов. Перекрывающие отложения имеют пеструю окраску, представлены переслаивающимися алевролитами и глинами с участием линзовидных пластов средне- и крупнозернистых песчаников с грубой горизонтальной слоистостью, многоэтажной косой слоистостью, скоплениями плоской глиняной гальки и знаками ряби волнения (заполнения русел). Песчаники преимущественно красноцветные, нередко с карбонатными конкрециями, толща переслаивающихся алевролитов и глин демонстрирует фиолетовую, ярко-бурую, желтую, оранжевую окраску. В алевролитах встречены глиптоморфозы по кристаллам соли. Тракт высокого стояния сформировался в дистальных обстановках дельтовой платформы в условиях компенсированного прогибания палеобассейна седиментации.

Осадочную систему валдайской серии венчает падунская свита, мощность которой в юго-восточном Беломорье достигает 300 м (Гражданкин, Краюшкин, 2007). Падунская свита отделена от ергинской секвенции поверхностью максимальной регрессии, которую маркируют пласты конгломератов. В основании свиты залегает толща фиолетово-шоколадных и вишнево-красных, местами серо-коричневых мелкозернистых слабосцементированных песчаников с тонкой горизонтальной и крупной мультобразной косой слоистостью. Выше следует весьма характерная и латерально выдержанная толща, сложенная тонко чередующимися песчаниками, алевролитами и глинами (Алексеев и др., 2005). Красноцветная окраска пород этой толщи проявлена слабее, часто наблюдаются прослои песчаников и глин коричнево-серой и буровато-серой окраски. Для песчаников характерно чередование флазерной, узловой и грубой горизонтальной слоистости, а также скопления плоской глиняной гальки и интенсивная биотурбация. Завершает осадочную последовательность фациально изменчивая толща переслаивающихся мелкозернистых песчаников и алевролитов. Песчаники бордово-красные, реже фиолетово-шоколадные, серовато-коричневые и коричнево-серые с крупной мультобразной косой, флазерной, тонкой горизонтальной и конвolutной слоистостью, скоплениями плоской глиняной гальки и текстурами биотурбации. Осадочная система падунской свиты сформировалась в проксимальных обстановках дельтовой равнины в условиях компенсированного прогибания палеобассейна седиментации. По строению падунская осадочная система может быть интерпретирована как тракт высокого стояния и выделена в ранге секвенции.

Установленные нами в разрезах юго-восточного Беломорья поверхности регрессии уверенно трассируются в скважинах вкост регионального палеосклона Мезенского палеобассейна, демонстрируя относительную выдержанность мощностей заключенных между ними латеральных фациальных рядов (секвенций) (Маслов и др., 2008).

9.2. РАЗРЕЗ СКВАЖИНЫ КОТЛАС (ПАРАСТРАТОТИП ВАЛДАЙСКОЙ СЕРИИ)

В опорном для валдайской серии разрезе скв. Котлас в интервале 2338–1623 м выделяются те же самые поверхности (секвентные границы) и латеральные фациальные ряды, что и в разрезах юго-восточного Беломорья, расположены в 500 км к северо-западу (рис. 112).

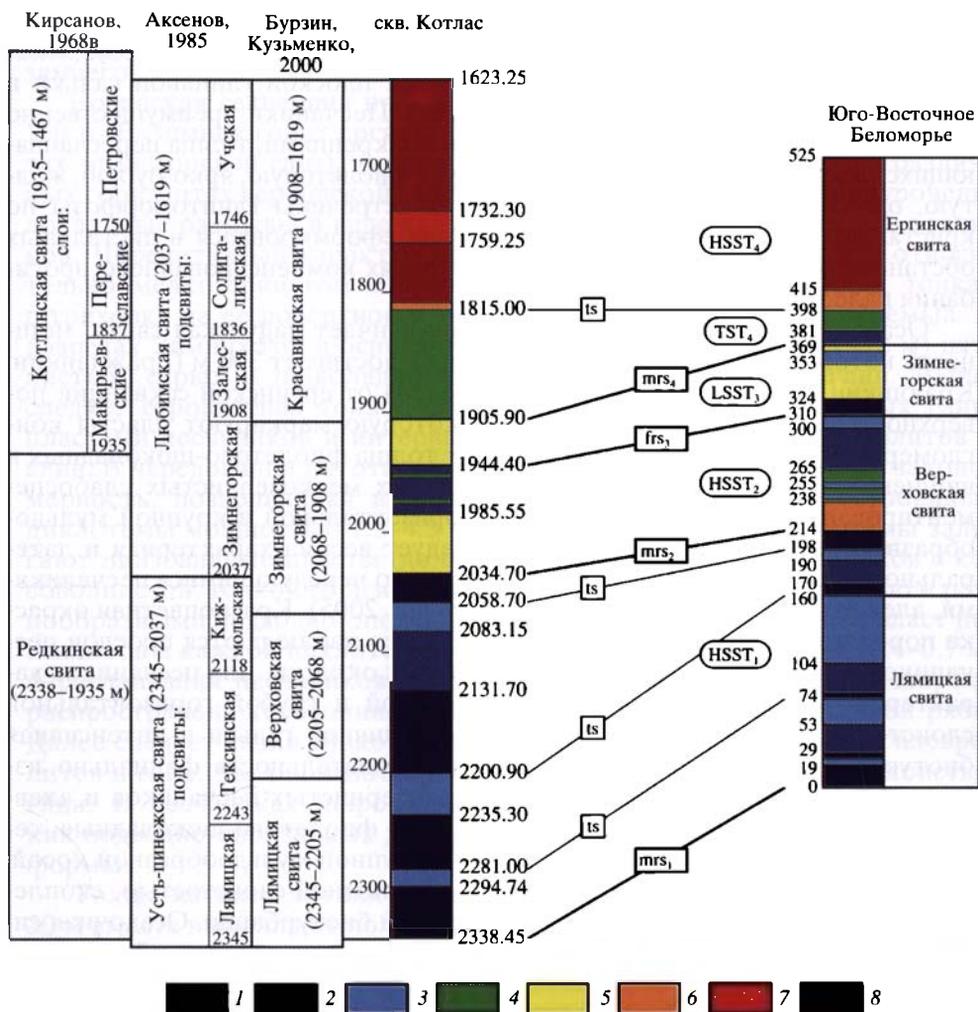


Рис. 112. Детальное фациальное расчленение верхневендских отложений в разрезе скв. Котлас и сопоставление со стратиграфическими схемами расчленения предыдущих исследователей и опорным разрезом юго-восточного Беломорья.

Отложения: 1 – подводных илстых равнин (тонкослоистые глины); 2 – внешних шлейфов штормового разноса (тонкое переслаивание алевролитов и глины); 3 – зоны слабого волнения и течений (переслаивание песчаников, алевролитов и глины); 4 – зоны волнения и течений дистальной проделты (волнисто-слоистые песчаники); 5 – зоны выноса микродельтовых рукавов (тонкослоистые песчаники с текстурами подводнооползневых деформаций); 6 – подводных каналов (песчаники со скоплениями гальки); 7 – межрусловых равнин (тонкослоистые глины с прослоями песчаников); 8 – русел распределительной системы (косослоистые песчаники).

Условные обозначения см. рис. 109

9.2.1. Лямыцкая свита и нижняя подсвита верховской свиты (интервал 2338.45–2034.70 м)

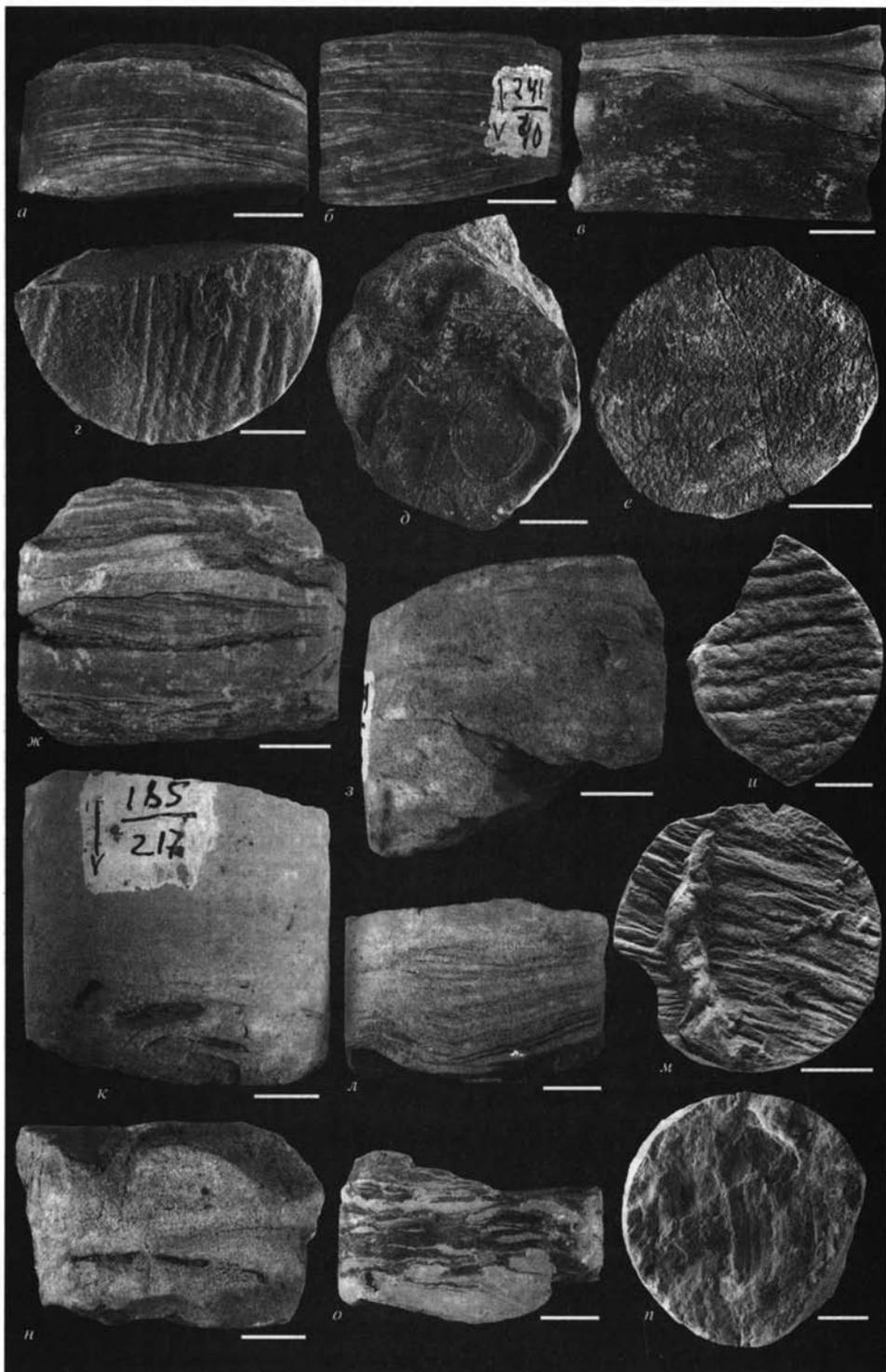
Осадочная последовательность имеет циклическое строение и состоит из трех глинистых (мощностью 43.71, 45.7 и 48.55 м) и залегающих выше каждой из них трех песчаных (13.7, 103.6 и 25.0 м) толщ, а венчается глинистой толщей (25 м).

В основании первого циклита залегает пачка тонкослоистых глин красно-коричневой, местами пятнистой окраски (пятна голубовато-серого цвета), (интервал 2338.45–2294.74 м). Слоистость глин подчеркнута тончайшими слоями алевритового и песчанистого материала, а в интервалах 2315.80–2321.60 и 2299.15–2305.20 м также встречены прослои вулканических туфов. В интервале 2333.65–2329.05 м преобладает зеленовато-серая окраска, заметно возрастает количество слоев алевролита, местами наблюдаются фрамбоидальные проявления пирита. Выше толщи глин залегает пачка (13.7 м), сложенная волнисто-переслаивающимися алевролитами и аргиллитами с прослоями мелкозернистого песчаника (интервал 2294.74–2281.0 м) (рис. 113, а–з). Для песчаников характерна косоволнистая слоистость, отпечатки царапин и слепки следов размыва на подошве.

Во втором циклите внизу залегает мощная (45.7 м) толща, сложенная преимущественно тонкослоистыми глинами красно-коричневой окраски (интервал 2281.0–2235.30 м). На поверхностях напластования глин в основании толщи встречены отпечатки чуариеморфид *Beltanelloides sorichevae* (интервал 2281.0–2278.75 м) (рис. 113, д). Глины вверх по разрезу постепенно сменяются пятнисто окрашенной толщей тонко переслаивающихся алевролитов и глин с преобладанием глинистой компоненты (интервал 2235.30–2200.95 м). Выше их постепенно сменяет мощная (69.25 м) толща волнисто переслаивающихся алевролитов и глин с прослоями косоволнисто-слоистых мелкозернистых песчаников (интервал 2200.95–2131.70 м). На подошве прослоев алевролитов широко распространена шагреневая текстура, к которой приурочены дисковидные отпечатки микробильных колоний и остатки палеопасцихрид (рис. 113, е).

Третий циклит также начинается с мощной (48.55 м) толщей пятнистых, темно-бурых, шоколадно-коричневых, буровато-серых глин с тонкими слоями алевролита и редкими маломощными прослоями песчаника (интервал 2131.70–2083.15 м). В основании толщи (интервал 2131.70–2136.70 м) встречены прослои вулканических туфов. На глинах залегает толща волнисто переслаивающихся алевролитов и глин с прослоями мелкозернистых песчаников (интервал 2083.15–2058.70 м) (рис. 113, ж). Песчаники косоволнисто-слоистые с мелкой глиняной галькой и отпечатками царапин на подошве. В интервалах, сложенных переслаивающимися алевролитами и глинами, преобладает глинистая компонента, часто наблюдаются пирит, пленки органического вещества и текстуры деформации, а на поверхностях напластования алевролитов широко распространена шагреневая текстура.

Завершает разрез мощная (24 м) толща серовато-бурых и красно-коричневых глин, местами с тонкими слоями алевролита и прослоями светло-серых мелкозернистых песчаников (интервал 2058.70–2034.70 м).



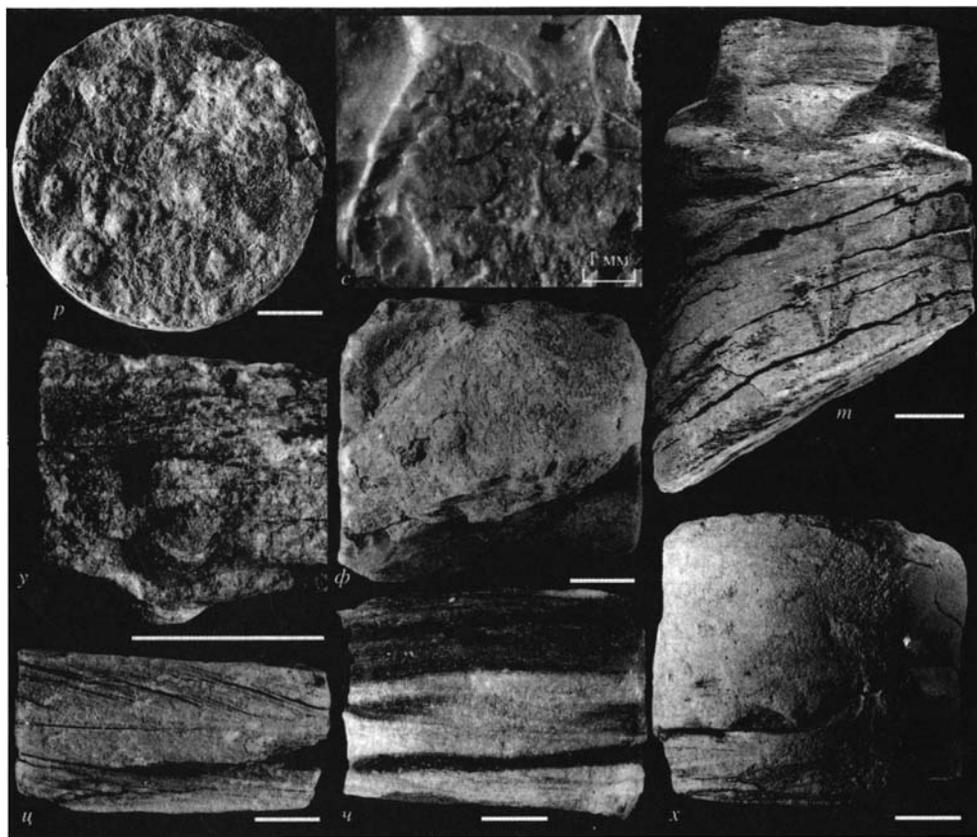


Рис. 113. Осадочные текстуры и палеонтологические остатки в верхневендских отложениях разреза скв. Котлас:

а, б – тонкое переслаивание аргиллитов, алевролитов и косоволнисто-слоистых песчаников (интервал 2294.74–2289.95 м); в – эрозивная подошва песчаников (интервал 2289.95–2283.75 м); г – слепки борозд размыта на подошве песчаника (интервал 2289.95–2283.75 м); д – отпечатки чуариморфид *Bellanelloides sorichevae* (интервал 2278.75–2281.0 м); е – остатки палеоспацинхид (интервал 2181.95–2177.60 м); ж – переслаивание алевролитов и глин с прослоями мелкозернистых песчаников (интервал 2061.70–2055.70 м); з – мелкозернистые песчаники с тонкой горизонтальной слоистостью, эрозивной подошвой и плоской глиняной галькой (интервал 1998.05–1991.75 м); и – эрозивная подошва песчаников (интервал 2004.25–1998.05 м); к – мощный пласт среднеренных песчаников с градиционной слоистостью, содержит крупную глиняную гальку (интервал 2034.70–2028.00 м); л – прослой волнисто-слоистых песчаников (интервал 1980.25–1974.00 м); м – эрозивная подошва песчаников и трещины усадки (интервал 1980.25–1974.00 м); н – пакет тонкослоистых песчаников с плоской глиняной галькой в подошве (интервал 1991.75–1983.55 м); о – фазерная слоистость (интервал 2004.25–1998.05 м); п – отпечаток мягкотелого организма (интервал 1980.25–1974.00 м); р – шагреньевая подошва песчаников с отпечатками микробных колоний (интервал 1848.65–1842.65 м); с – пиритизированные остатки палеоспацинхид *Orbisiana* (интервал 1827.85–1822.05 м); т – вертикальные ископаемые следы обитания *Bergaueria* (интервал 1827.85–1822.05 м); ф – песчаники с плоской глиняной галькой в приподошвенной части (интервал 1815.00–1806 м); х – песчаники с текстурами деформации (интервал 1815.00–1806 м); ц – песчаники с многоэтажной косой слоистостью (интервал 1815.00–1806 м); ч – зеленовато-серые косослоистые песчаники, переслаивающиеся с красно-коричневыми алевролитами (интервал 1726.10–1720.9 м). Длина масштабной линейки 10 мм

По всей вероятности, толща глин представляет собой начало четвертого циклита, регрессивная часть которого в разрезе не сохранилась.

9.2.2. Верхняя подсвета верховской свиты (интервал 2034.70–1944.40 м)

В основании осадочной последовательности залегает мощная (49.15 м) толща, сложенная переслаивающимися желтовато-серыми средне- и мелкозернистыми песчаниками (интервал 2034.70–1985.55 м). Для них характерны тонкая ровная слоистость, местами нарушенная разнообразными текстурами подводно-оползневых деформаций в виде складок и подушковидных тел, скопления плоской глиняной гальки в приподошвенной части и эрозионная подошва с чешуйчатой текстурой и слепами борозд выпаживания (рис. 113, *з–к, н*). Пласты песчаников разделены маломощными интервалами, сложенными переслаивающимися алевролитами и глинами, местами с флазерной слоистостью (интервал 2004.25–1998.05 м) (см. рис. 113, *о*). На подошве алевролитов встречена шагреновая текстура.

Вышележащий интервал 1985.55–1944.40 м имеет выраженное циклическое строение и состоит из трех глинистых (мощностью 8.4, 17.7 и 8.8 м) и двух песчаных пачек (3.15 и 3.1 м). Глинистые пачки сложены волнисто-переслаивающимися алевролитами и глинами с участием линзовидных прослоев песчаников, содержат органические пленки, а на подошве алевролитов широко распространена шагреновая текстура. Песчаные пачки представляют собой пакеты, в которых пласты песчаников чередуются с пластами тонкослоистых алевролитов и аргиллитов. Песчаники характеризуются косоволнистой слоистостью, текстурами подводно-оползневой деформации и эрозионной подошвой (встречены слепки эрозионных врезов и отпечатки царапин), на которой встречены клиновидные слепки трещин усадки (рис. 113, *л, м*). На подошве одного из прослоев песчаников (интервал 1980.25–1974.00 м) обнаружен фрагмент отпечатка мягкотелого организма (рис. 113, *п*).

9.2.3. Зимнегорская свита (интервал 1944.40–1905.90 м)

Осадочная последовательность представлена пакетами зеленовато-серых мелкозернистых песчаников с тонкой ровной и косоволнистой слоистостью либо без видимой слоистости, с разнообразными текстурами подводно-оползневых деформаций. Среди песчаников залегают относительно маломощные пласты, сложенные переслаивающимися алевролитами и глинами, в последних встречены органические пленки.

9.2.4. Ергинская свита (интервал 1905.90–1623.25 м)

В основании осадочной последовательности залегает мощная (90.90 м) толща, сложенная пачками зеленовато-серых песчаников, чередующимися с интервалами переслаивающихся алевролитов и глин (интервал 1905.90–1815.00 м). Пачки сложены пластами с тонкой волнистой, пологой косою и косоволнистой слоистостью либо без видимой слоистости (рис. 113, *т*), широко распространены текстуры подводно-оползневых деформаций. Отдельные пласты выполняют эрозионные врезы (промоины и каналы) и содержат скопления плоской глиняной гальки в приподошвенной части.

В толще волнисто-слоистых песчаников встречены ископаемые следы жизнедеятельности *Bergaueria* (рис. 113, у). Подошва песчаников резкая, эрозионная, с отпечатками царапин. В отличие от песчаников, на подошве алевролитов широко распространена шагреневая текстура, к которой приурочены остатки палеопасцихрид и дисковидные отпечатки микробных колоний (рис. 113, р, с). В глинах местами сохранились органические пленки.

Начиная с глубины 1815 м резко меняется фациальная структура отложений, а окраска становится пестроцветной (рис. 113, ф-ц). Вначале в разрезе появляются зеленовато-серые песчаники с волнистой и косоволнистой слоистостью, складками деформации нелитифицированного осадка и эрозионными текстурами, выделяющимися на общем фоне благодаря скоплениям глиняной гальки красно-коричневого цвета. Вверх по разрезу песчаники постепенно сменяются толщей переслаивающихся песчаников, алевролитов и глин зеленовато-серого цвета с флазерной, разнонаправленной косой и волнистой слоистостью (интервал 1815.00–1800.90 м). Далее следует мощная (41.65 м) толща волнисто-переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов пестрой (желтовато-серой, фиолетовой, красно-коричневой) окраски (интервал 1800.90–1759.25 м). В песчаниках встречается косая слоистость, а на подошве широко распространены слепки царапин. В интервале 1759.25–1732.30 м фиксируется мощная (26.95 м) толща красно-коричневых тонкослоистых аргиллитов.

Остальная часть ергинской свиты (интервал 1732.30–1623.25 м) сложена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами пестрой (зеленовато-серой, голубовато-зеленой, красно-коричневой) окраски, местами с пятнами оглеения (рис. 113, ч). Для песчаников и алевролитов характерны тонкая ровная и косая слоистость, мелкие зеркала скольжения и плитчато-блоковая отдельность.

В основании интервала 2333.65–2338.45 м, представленного тонкослоистыми коричневыми, местами пятнистыми аргиллитами, наблюдается поверхность морского затопления, при этом породы интервала 2338.45–2034.70 м образуют единый латеральный фациальный ряд с трактом высокого стояния агминской секвенции (см. рис. 112). Песчаники с многочисленными признаками размыва (эрозионная подошва, скопления плоской гальки глин, слепки промоин) и подводно-оползневых деформаций, выполняющие в скв. Котлас интервал 2034.70–1985.55 м, судя по всему, имеют флювиально-морской генезис и образуют единый латеральный фациальный ряд с нижней частью тракта высокого стояния солзенской секвенции. Аналоги верхней части солзенской секвенции уверенно выделяются в интервале 1985.55–1944.40 м. Косоволнисто-слоистые песчаники с текстурами подводно-оползневых деформаций, слагающие интервал 1944.40–1905.90 м, интерпретируются как тракт низкого стояния уровня моря и коррелируются с зимнегорской секвенцией. В скв. Котлас в интервале 1905.90–1815.00 м выделяется толща переслаивающихся аргиллитов, алевролитов и песчаников преимущественно желтовато-серой окраски, которая по целому ряду признаков сопоставляется с трансгрессивным трактом ергинской секвенции. Пестроцветная толща (интервал 1815.00–1623.25 м) переслаивающихся алевролитов, аргиллитов и песчаников с многоэтажной косой слоистостью образует единый латеральный фа-

циальный ряд с трактом высокого стояния ергинской секвенции. Начиная с глубины 1623.35 м в разрезе скв. Котлас появляются темно-красные слабощементированные песчаники, которые сопоставляются с нижней частью падунской свиты раннекембрийского возраста, как она представлена в юго-восточном Беломорье (Гражданкин, Краюшкин, 2007).

9.3. ТРАССИРОВАНИЕ ЛАТЕРАЛЬНЫХ ФАЦИАЛЬНЫХ РЯДОВ (МЕЗЕНСКИЙ ПАЛЕОБАССЕЙН)

Вдоль палеосклона по направлению к Тиманскому складчато-надвиговому поясу мощность верхневендского осадочного выполнения Мезенского палеобассейна возрастает (рис. 114). В Вычегодском прогибе Мезенской синеклизы к верхнему венду отнесена мощная (более 1300 м) толща переслаивающихся аргиллитов, алевролитов и песчаников, вскрытая глубокими параметрическими скважинами Сереговской, Сторожевской, Кельтменской, Яренской и др. (Оловянишников, 1998; Оловянишников, Гражданкин, 1998; Геодинамика..., 2006). Скважины, однако, слабо охарактеризованы керном, что препятствует разработке детальной стратиграфии и проведению фациально-генетических исследований. Наиболее четко выраженной секвентной границей является поверхность максимальной регрессии в основании ергинской секвенции, которая уверенно трассируется в разрезах скважин благодаря резкой смене фаций на территории всего палеобассейна (см. рис. 114). Эта граница расчленяет разрез верхневендских отложений Вычегодского прогиба на две толщи (фациальные серии), которые традиционно называются «усть-пинезская свита» и «мезенская свита» (Оловянишников, 1998).

Нижняя толща («усть-пинезская свита») в скважинах Сереговской (интервал 2000–1550 м) и Сторожевской (интервал 2505–2070 м) имеет темно-серую и зеленовато-серую окраску, местами с красноватым оттенком, и сложена переслаивающимися аргиллитами и алевролитами с маломощными пачками косоволнисто-слоистых песчаников. В основании толщи залегает пачка зеленовато-серых и красно-коричневых средне- и грубозернистых олигомиктовых песчаников с ровной, волнистой и косой слоистостью и линзовидными прослоями гравелитов, которая иногда выделяется как плетневская свита. Верхняя толща («мезенская свита») в скважинах Сереговской (интервал 1550–1140 м) и Сторожевской (интервал 2070–1266 м) имеет пеструю, зеленовато- и желтовато-серую и красно-коричневую окраску. В нижней части верхней толщи обособляется интервал, в котором наряду с пестроцветными встречаются светло-серые песчаники (скважина Сереговская, интервал 1550–1305 м; по керну первые красноцветные песчаники появляются в интервале 1447–1440 м). К этой части разреза приурочен комплекс ископаемых макроостатков, в котором идентифицированы палеопасцихниды (скв. Сереговская, интервал 1312–1305 м), отпечаток булавовидной формы (скв. Сторожевская, интервал 1924–1921 м) и отпечаток дикинсониеморфного организма *Vendia sokolovi* Keller, 1969 (скв. Яренская, интервал 1552 м). В верхней части «мезенской свиты» широко распространены слепки арумбериеморфных организмов (скв. Сереговская № 40, интервалы 1608–1603 и 1545–1541 м).

Литологофациальные и палеонтологические особенности «мезенской свиты» Вычегодского прогиба позволяют проводить надежную корреля-

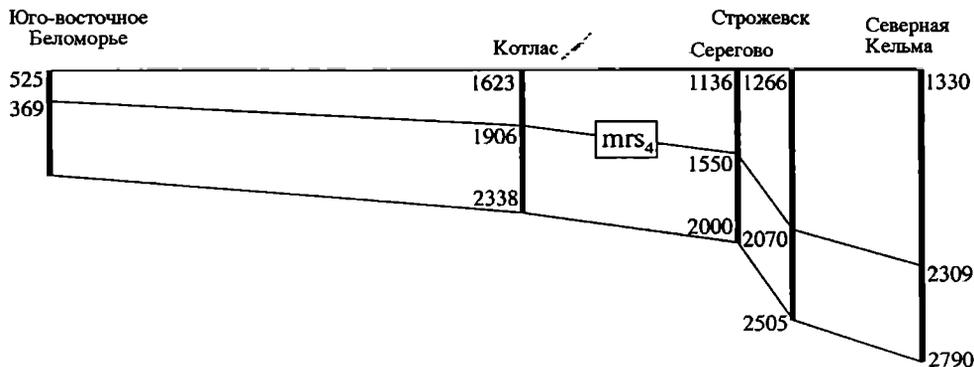


Рис. 114. Трассирование поверхности максимальной регрессии mrs_4 в верхневендских отложениях вкрест (юго-восточное Беломорье – скв. Котлас) и вдоль (скв. Котлас – скв. Северная Кельма) регионального палеосклона Мезенского бассейна

цию с ергинской свитой юго-восточного Беломорья, с интервалом 1905.90–1623.25 м разреза скв. Котлас и последовательностью синекаменской, коноваловской и крутихинской подсвит чернокаменной свиты Среднего Урала. При этом фоссилиеносная сероцветная толща в основании «мезенской свиты» занимает такое же стратиграфическое положение, что и трансгрессивный тракт в основании ергинской секвенции в Беломорье, интервал 1905.00–1815.00 м в разрезе скв. Котлас и синекаменная подсвита чернокаменной свиты Среднего Урала.

Из Мезенской синеклизы верхневендские отложения трассируются в Верхнекамскую впадину, где выделяются кыквинская, верещагинская, велвинская и краснокамская свиты в составе ласьвинского комплекса (Стратиграфическая схема..., 2000). Здесь к агминской секвенции может быть отнесена мощная (до 490 м) осадочная последовательность кыквинской и верещагинской свит. В основании последовательности залегает толща серых полимиктовых песчаников и алевролитов, чередующихся с конгломератами, гравелитами и темно-серыми аргиллитами. Снизу толща ограничена поверхностью субаэрального размыва шельфа, а сверху – поверхностью морского затопления и, таким образом, является трансгрессивным трактом. Основная часть агминской секвенции интерпретируется как тракт высокого стояния, в составе которого закономерное чередование мощных пачек зеленовато-серых и шоколадно-коричневых аргиллитов с прослоями вулканических туфов позволяет различать парасеквенции. Также относительно уверенно в Верхнекамской впадине распознается тракт высокого стояния ергинской секвенции, который предстал здесь краснокамской свитой мощностью до 500 м. Свита сложена красно- и пестроцветными алевролитами, чередующимися с мелко-, средне- и крупнозернистыми косо-слоистыми песчаниками. По направлению к Тиману и Уралу наблюдается увеличение количества и мощности песчаниковых пластов и общее увеличение мощности верхнекамской свиты (Аксенов и др., 1983). Между верещагинской и краснокаменной свитами выделяется велвинская свита (мощностью до 315 м), сложенная циклически чередующимися пачками песчаников, алевролитов и аргиллитов. В.В. Кирсанов (1968в) отмечает тонкие

прослой вулканических туфов в «верхней части каировской свиты», которые в настоящее время коррелируются с велвинской свитой. Последняя приурочена к северо-восточной части Верхнекамской впадины, а на юго-западе впадины наблюдается налегание тракта высокого стояния ергинской секвенции на тракт высокого стояния агминской секвенции, что свидетельствует о сокращении аккомодационного пространства в предвелвинское время. Велвинская свита в равной степени может оказаться частью солзенской или зимнегорской секвенцией либо отвечать трансгрессивному тракту ергинской секвенции. Без данных сейсмического профилирования и детального анализа скважин однозначно установить секвенс-стратиграфическую принадлежность велвинской свиты не представляется возможным.

9.4. СЕКВЕНС-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ АРХИТЕКТУРА СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ

Основой для построения секвенс-стратиграфического каркаса сылвицкой серии, как и для остальных частей Мезенского палеобассейна, послужили латеральные фациальные ряды и поверхности резкой миграции фаций (Christie-Blick et al., 1988; Posamentier et al., 1992; Ковалевский, Маргулис, 2000; Catuneanu, 2002). При этом оценивалась роль трех основных параметров, контролирующих процесс изменения аккомодационного пространства: а) миграция базиса эрозии осадочного палеобассейна; б) дифференцированное перемещение поверхности осадконакопления (тектоническое и изостатическое погружение и уплотнение ранее сформировавшихся толщ); в) вариации скорости поступления обломочного материала в палеобассейн. Следуя данной методике, сылвицкая серия авторами подразделяется на четыре секвенции (рис. 115).

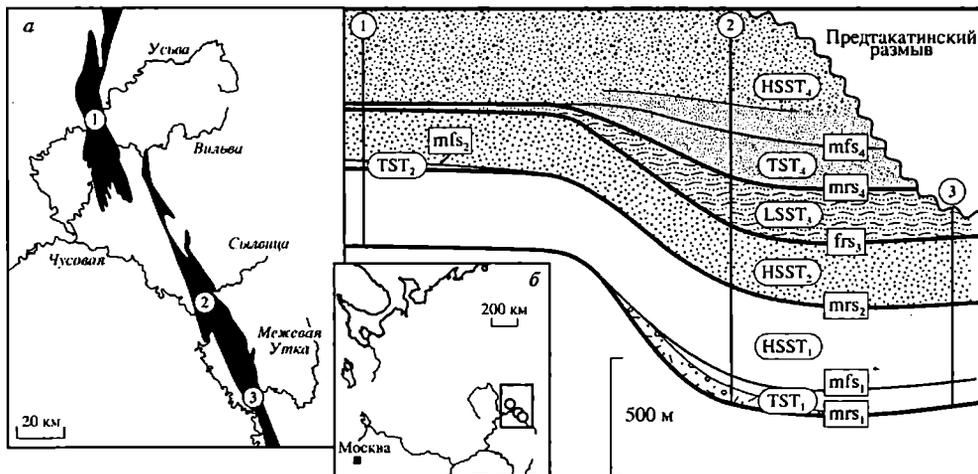


Рис. 115. Секвенс-стратиграфический каркас верхневендских отложений западного склона Среднего Урала:

а – распространение сылвицкой серии на западном склоне Среднего Урала (разрезы: 1 – р. Усьва, 2 – р. Сылвица, 3 – р. Межевая Утка), б – обзорная карта района исследований.
Условные обозначения см. рис. 109

9.4.1. Секвенция 1: старопечнинская и перевалокская свиты

В основании секвенции S_1 повсеместно залегает толща тонкослоистых алевролитов. В юго-восточной части Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория в нижней части толща алевролитов содержит пачки диамиктитов с линзовидными пластами песчаников. Диамиктиты и тонкослоистые алевролиты связаны постепенным переходом, образуя единый латеральный фациальный ряд, который интерпретируется как седиментационная система наступающей подводной илистой равнины с гляциальным характером седиментации, а в терминах секвентной стратиграфии – как трансгрессивный тракт (TST_1). Линзовидные пласты песчаников, чередующиеся с диамиктитами, по всей видимости, образовались в результате сноса обломочного материала с суши во время постепенного затопления наступающим морем. Тонкая слоистость алевролитов и песчаников без признаков волновой переработки позволяет предполагать, что формирование отложений проходило в условиях некомпенсированного прогибания области седиментации.

Снизу трансгрессивный тракт ограничен поверхностью максимальной регрессии (mrs_1). По данным Б.Д. Аблизина с соавторами (1982), в юго-восточных разрезах (реки Сылвица, Серебряная) эта поверхность носит эрозивный характер (наблюдается залегание диамиктитов на разных горизонтах керносской свиты). Более того, между керносской и старопечнинской свитами в одном из разрезов по р. Сылвице отмечается небольшое угловое и азимутальное несогласие (Младших, 1983), что вполне допустимо в случае трансгрессивного налегания слоев на эродированную поверхность. Сверху тракт TST_1 ограничен поверхностью морского затопления (mfs_1), которая отделяет их от вышележащего тракта высокого стояния уровня моря ($HSST_1$). В основании тракта $HSST_1$ залегает мощная и латерально выдержанная толща пятнисто-окрашенных тонкослоистых аргиллитов, содержащая прослой туфов. Остальная часть тракта высокого стояния, имеющая выраженное регрессивное строение, образовалась в результате надстраивания обстановок взморья со штормовым режимом седиментации в область подводных илистых равнин с относительно спокойной седиментацией.

9.4.2. Секвенция 2: вилухинская подсвита чернокаменской свиты

Нижняя граница секвенции S_2 интерпретируется авторами как поверхность максимальной регрессии (mrs_2). К этой границе приурочена резкая перестройка фациальной и циклической структуры осадочной системы. В северо-западных разрезах (р. Усьва) на этой поверхности залегает ретроградационная пачка песчаников, которая характеризует наступление моря на обстановки продельты (трансгрессивный тракт, TST_2). В юго-восточных разрезах (реки Сылвица, Межевая Утка) пачка песчаников не прослеживается, а поверхность морского затопления (mfs_2) в кровле трансгрессивного тракта сливается с поверхностью mrs_2 .

Вышележащая толща представляет собой тракт высокого стояния уровня моря ($HSST_2$), сложенный циклически чередующимися пачками песчаников и тонкослоистых аргиллитов. В основании тракта повсеместно залегает пачка пятнистых аргиллитов с прослоями туфов, маркирующая максимальное затопление. Трансгрессивные поверхности, расчленяющие

тракт высокого стояния на серию проградационно построенных циклитов, позволяют интерпретировать данную последовательность как пакет парасеквенций (см. рис. 9). Тракт HSST₂ образовался за счет периодической смены относительно спокойных обстановок подводных равнин флювиально-морскими обстановками прodelьты. Существенная роль крупнозернистых разностей песчаников, плоскогалечных конгломератов и слепков каналов в северно-западной части секвенции указывает на возможную близость распределительной системы, поставлявшей обломочный материал. Отложения с признаками переработки осадка волновыми процессами приурочены исключительно к разрезам по р. Межевой Утке. Формирование секвенции S₂ происходило в основном в условиях компенсированного прогибания. Наиболее проксимальные обстановки располагались в северо-западной части Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория.

9.4.3. Секвенция 3: шурьшская и черемуховская подсветы чернокаменной свиты

На юго-востоке мегантиклинория секвенция S₃ целиком сложена фацией переслаивающихся алевролитов и песчаников (шурьшская подсвета). Выдержанность маломощных слоев песчаника, отсутствие признаков распределительных каналов и русел, флишoidный облик мощной толщи без видимой цикличности в строении, но с выраженным трансгрессивным трендом, а также пачки деформированных слоев позволяют предполагать осадконакопление в обстановках отступающих конусов выноса темпестивов в условиях некомпенсированного прогибания. На северо-западе фация переслаивающихся алевролитов и песчаников отсутствует, но сходное с нею стратиграфическое положение здесь занимает фация песчаников с мультдообразной косо́й слоистостью (черемуховская подсвета), которая характеризует обстановки типа протяженных барьерных песчаных отмелей. Фация переслаивающихся алевролитов и песчаников и фация песчаников с мультдообразной косо́й слоистостью интерпретируются как элементы тракта низкого стояния уровня моря (LSST₃).

Нижняя граница фациального ряда является поверхностью форсированной регрессии (frs₃), в результате которой произошли резкое сокращение аккомодационного пространства и сравнительно быстрая миграция фациальных поясов. Не исключается вероятность того, что поверхность frs₃ полого срезает подстилающие отложения на западе: из разрезов вилухинской подсветы по р. Усьве выпадает мощная венчающая пачка песчаников, присутствующая в юго-восточных разрезах (реки Чусовая, Межевая Утка). Трансгрессивный характер строения тракта LSST₃ позволяет предполагать, что осадконакопление проходило в условиях некомпенсированного прогибания. Обстановки с максимальными темпами прогибания, судя по всему, располагались на востоке изученного района.

9.4.4. Секвенция 4: синекаменная, коноваловская, крутихинская и кобылоостровская подсветы чернокаменной свиты

В основании секвенции S₄ в юго-восточной части Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория залегает проградационный пакет циклитов

(см. рис. 19, 20), который образовался в результате периодической миграции фациальных поясов латерального ряда седиментационной системы «зона равнинных отложений – зона слабого волнения и течений – зона каналов» (синеканская подсвета). Пакет циклитов интерпретируется как трансгрессивный тракт (TST₄), а цикличное строение позволяет предполагать, что прогибание палеобассейна на ранних этапах формирования секвенции находилось в состоянии равновесия с интенсивным поступлением обломочного материала. Сокращение мощности синеканской подсветы на относительно небольшом расстоянии за счет выпадения трансгрессивных элементов циклитов (см. рис. 22), по всей видимости, свидетельствует о том, что трансгрессивный тракт выполняет пологие врезанные долины, вдоль бортов которых условия осадконакопления отличались повышенной эрозионной и волновой активностью. Снизу трансгрессивный тракт ограничен поверхностью максимальной регрессии (mrs₄), а сверху – поверхностью морского затопления (mfs₄).

Вышележащий тракт высокого стояния уровня моря (HSST₄) сложен переслаивающимися алевролитами и аргиллитами с участием линзовидных пластов средне- и крупнозернистых песчаников с грубой горизонтальной и многоэтажной косо́й слоистостью, скоплениями плоской гальки аргиллитов и знаками ряби (отложения русел). В нижней части тракта высокого стояния залегает мощная толща тонкослоистых аргиллитов и алевролитов с маломощными прослоями косоволнисто-слоистых песчаников (коноваловская подсвета). Осадочная система в целом сформировалась в результате постепенного наращивания дельтовой равнины с продельтовым фронтом в условиях компенсированного прогибания. Приуроченность трансгрессивного тракта TST₄ к восточным разрезам Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория, по всей видимости, связана с тем, что именно здесь происходило наиболее интенсивное прогибание.

Изучение последовательной смены латеральных фациальных рядов позволяет воссоздать этапность формирования сыльвицкой серии. На первом этапе (старопечнинско-перевалокском) осадконакопление проходило в обстановках подводных илистых равнин с относительно спокойным гидродинамическим режимом. Второй этап (вилухинский) начался с широкого распространения в палеобассейне песчаных отмелей, а завершился форсированной регрессией моря. С третьим этапом (шурышско-черемуховским) связана относительная изоляция среднеуральского сегмента: в это время обстановки прогибания сохранялись на востоке территории, где обломочный материал накапливался в конусах выноса штормовых отложений, а на остальной территории осадконакопление возобновилось только после подъема относительного уровня моря. Четвертый этап (синеканско-кобылоостровский) – это постепенная проградация дельтовых платформ с широким продельтовым фронтом.

Согласно результатам проведенного анализа фациального строения и интерпретации условий накопления сыльвицкой серии, начиная с шурышского времени формирование осадочной последовательности проходило в обстановках дифференцированного прогибания, причем область максимального прогибания находилась в восточной части среднеуральского сегмента палеобассейна. Внутри самой чернокаменской последовательности

установлены две главные границы. Первая совпадает с поверхностью раздела вилухинской и шурышской (черемуховской) подсвит и проявляется в резкой смене фациальной структуры и сокращении палеобассейна седиментации. Вторая граница соответствует поверхности раздела шурышской (черемуховской) и синекаменной подсвит и выражается очередной резкой сменой фаций и расширением области седиментации. При этом в восточной части среднеуральского сегмента палеобассейна, где темпы прогибания были максимальными, осадконакопление проходило без существенных перерывов. Таким образом, наиболее стратиграфически полные разрезы чернокаменной свиты располагаются в юго-восточной части Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория и приурочены к восточной зоне среднеуральского сегмента палеобассейна, где в позднем венде сохранились обстановки прогибания.

9.5. КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ ЮГО-ВОСТОЧНОГО БЕЛОМОРЬЯ И СРЕДНЕГО УРАЛА НА ОСНОВЕ СЕКВЕНТНОЙ СТРАТИГРАФИИ

Прослеживание секвенций в естественных обнажениях и по данным сейсморазведки (Геодинамика..., 2006), изучения керна и каротажа скважин, пробуренных в Мезенской синеклизе, позволило провести детальную внутрибассейновую корреляцию верхневендских отложений на северо-восточной окраине Восточно-Европейской платформы, причем достигнутая степень детализации существенно превосходит возможности других методов (рис. 116). Выделенные в составе сылвицкой серии фациальные несогласия и латеральные фациальные ряды (секвенции 1–4) достаточно надежно встраиваются в разработанный на основе опорных разрезов юго-восточного Беломорья секвенс-стратиграфический каркас верхневендских отложений Мезенского палеобассейна. В результате авторами предлагается секвенс-стратиграфическая схема верхневендских отложений северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы, в которой выделяются четыре секвенции: агминская, солзенская, зимнегорская и ергинская (Маслов и др., 2008).

Агминская секвенция (S_1) в юго-восточном Беломорье представлена лямицкой свитой и нижней подсвитой верховской свиты, а на Среднем Урале – старопечнинской и перевалокской свитами (см. рис. 116). Четкая нижняя граница секвенции обусловлена значительным снижением относительного уровня моря и субаэральным размывом шельфа, и поэтому уверенно трассируется в скважинах, пробуренных в Мезенской синеклизе. В юго-восточном Беломорье затопление территории не оставило заметных следов за исключением относительно маломощного трансгрессивно построенного покрова гравелитов в нижней части лямицкой свиты (Гражданкин, 2003). На Среднем Урале, в междуречье Сылвицы и Межевой Утки, в нижней части секвенции выделяется мощная (120 м) трансгрессивно построенная толща тонкослоистых алевролитов с диамиктитами в основании (21 м), интерпретируемая как седиментационная система наступающей подводной равнины с гляциальным характером седиментации, а в терминах секвентной стратиграфии – как трансгрессивный тракт (TST_1), ограниченный снизу поверхностью максимальной регрессии mrs_1 , а сверху – поверхностью морского затопления mfs_1 .

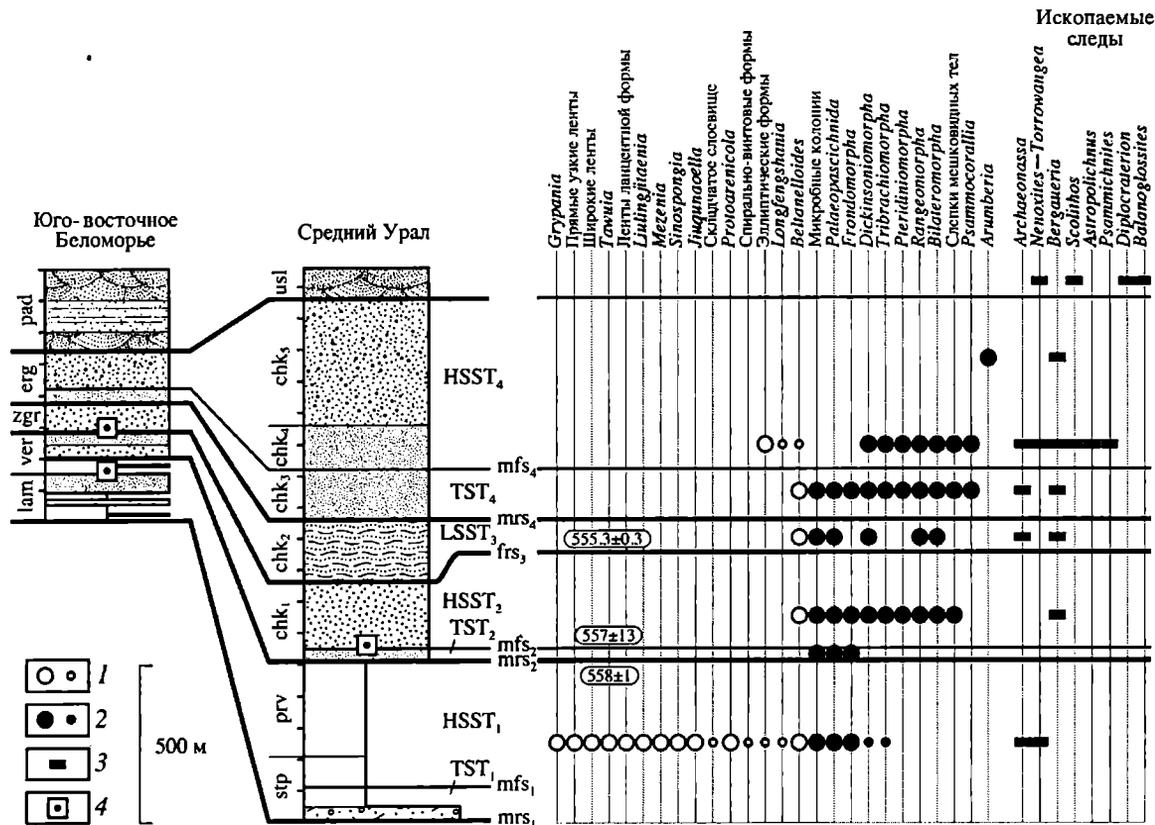


Рис. 116. Корреляция секвенс-стратиграфических подразделений, трассирование секвентных границ и стратиграфическое распределение макроостатков в верхневендских отложениях юго-восточного Беломорья и западного склона Среднего Урала:

1 – уплотненные органостенные и углефицированные макроостатки (многочисленные/редкие); 2 – слепки и отпечатки мягкотелых организмов (многочисленные/редкие); 3 – ископаемые следы жизнедеятельности; 4 – стратиграфическое положение вулканических туфов, для которых получена U-Pb датировка возраста по цирконам. Возраст, млн лет. Условные обозначения см. рис. 109.

Свиты: lam – лямийская, veg – верховская, zgr – зимнегорская, erg – ергинская, pad – падунская, str – старопечнинская, prv – перевалокская, chk – чернокаменная, usl – усть-сыльвицкая; подсвиты чернокаменной свиты: chk₁ – вилухинская, chk₂ – шурышская (черемуховская), chk₃ – синекаменная, chk₄ – коноваловская, chk₅ – крутихинская

Основная часть агминской секвенции в юго-восточном Беломорье представлена пакетом парасеквенций суммарной мощностью 220–230 м (см. рис. 109). Каждая парасеквенция в нижней части сложена трансгрессивными тонкослоистыми глинами (местами – с прослоями вулканических туфов), а завершается регрессивной пачкой переслаивающихся глин, алевролитов и косоволнисто-слоистых песчаников (штормовые отложения) (Grazhdankin, 2000; Гражданкин, 2003). Толща интерпретируется как тракт высокого стояния уровня моря ($HSST_1$), который образовался в результате периодического надстраивания прибрежных обстановок со штормовым режимом седиментации в область подводных илистых равнин с относительно спокойной седиментацией в условиях компенсированного прогибания. На Среднем Урале парасеквенции не проявлены (см. рис. 115). Тракт высокого стояния достигает здесь мощности 500 м и сложен в нижней части тонкослоистыми аргиллитами с прослоями туфов, а в верхней – тонкопереслаивающимися алевролитами и аргиллитами.

Солзенская секвенция (S_2) в юго-восточном Беломорье объединяет верхнюю подсвиту верховской свиты (мощность до 100 м), а на Среднем Урале – вилухинскую подсвиту чернокаменной свиты (мощность до 250 м) (см. рис. 116). В основании секвенции на Среднем Урале (р. Усьва) залегает трансгрессивно построенный пакет косоволнисто-слоистых песчаников (трансгрессивный тракт, TST_2), ограниченный снизу поверхностью максимальной регрессии mrs_2 , а сверху – поверхностью морского затопления mfs_2 (см. рис. 115). В юго-восточной части Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория в междуречье Сылвицы и Межевой Утки, а также в юго-восточном Беломорье тракт TST_2 отсутствует, а поверхность морского затопления здесь сливается с поверхностью максимальной регрессии. Остальная часть солзенской секвенции как в юго-восточном Беломорье, так и на Среднем Урале сложена линзовидными пакетами песчаников с тонкой и грубой горизонтальной, местами косой, косоволнистой и флазерной слоистостью, чередующимися с пачками тонкопереслаивающихся глин (аргиллитов) и алевролитов. Толща представляет собой тракт высокого стояния ($HSST_2$), который образовался в результате периодической миграции латерального ряда седиментационной системы «илистые равнины – зона волнений и течений – продельта» в условиях компенсированного прогибания (Гражданкин, Бронников, 1997; Grazhdankin, 2000; Гражданкин, 2003). Благодаря резкой смене фациальной структуры, фациальное несогласие в основании солзенской секвенции (поверхность mrs_2) уверенно прослеживается в Мезенской синеклизе.

Зимнегорская секвенция (S_3) в юго-восточном Беломорье представлена одноименной свитой, которая приурочена здесь к северным разрезам (см. рис. 109), имеет трансгрессивное строение и сложена песчаниками (до 200 м) с горизонтальной и многоэтажной косой слоистостью, чередующимися с пачками тонкослоистых алевролитов и глин. На Среднем Урале секвенция S_3 объединяет шурышскую и черемуховскую подсвиты чернокаменной свиты (см. рис. 116). Шурышская подсвита (до 200 м), приуроченная к междуречью Сылвицы и Межевой Утки (см. рис. 115), имеет флишвидный облик благодаря частому переслаиванию тонкослоистых алевролитов и песчаников с градиционной, местами косоволнистой, тонкой горизон-

тальной, бугорчатой и конволютной слоистостью. В северо-западных разрезах флишеидная толща замещается на песчаники с тонкой и грубой горизонтальной, местами крупной пологой косою и мульдообразной косою слоистостью с пропластками алевролитов и скоплениями плоской аргиллитовой гальки (черемуховская подсвета, ~35 м). Зимнегорская свита, шурышская и черемуховская подсветы чернокаменной свиты интерпретируются авторами как составные элементы латерального ряда седиментационной системы «подводный конус выноса – береговой бар – приустьевой бар». Особенности пространственного распространения отложений свидетельствуют о значительном сокращении аккомодационного пространства в предзимнегорское время и позволяют рассматривать секвенцию S_3 как тракт низкого стояния уровня моря ($LSST_3$), ограниченный снизу поверхностью форсированной регрессии frs_3 , а сверху – поверхностью морского затопления mfs_3 . Общий трансгрессивный характер строения свидетельствует о том, что толща сформировались в условиях подъема уровня моря.

Ергинская секвенция (S_4) в юго-восточном Беломорье представлена ергинской свитой (мощность 150 м), а на Среднем Урале – синекаменной, коноваловской и крутихинской подсветами чернокаменной свиты суммарной мощностью 700 м (см. рис. 116). В основании секвенции выделяется регрессивно построенная толща (нижняя подсвета ергинской свиты мощностью 30 м; синекаменная подсвета чернокаменной свиты мощностью 150 м), в которой закономерное чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников позволяет выделять до 10 прогрессивных циклитов. В основании каждого из них залегают песчаники с косоволнистой, тонкой горизонтальной и градиционной слоистостью, слепками промоин и каналов (Гражданкин, 2003). Рассматриваемая толща имеет мозаичное распространение, выполняя пологие эрозионные долины. Она образовалась в результате периодической миграции фациальных поясов латерального ряда седиментационной системы «зона равнинных отложений – зона слабого волнения и течений – зона каналов прибойных микродельт». Циклический характер толщи позволяет предполагать, что прогибание палеобассейна находилось в состоянии равновесия с поступлением обломочного материала. Толща интерпретируется как трансгрессивный тракт (TST_4), ограниченный снизу поверхностью максимальной регрессии mrs_4 , а сверху – поверхностью морского затопления mfs_4 .

Остальная часть ергинской секвенции, которая интерпретируется как тракт высокого стояния ($HSST_4$), имеет широкое распространение. В юго-восточном Беломорье ее мощность достигает 120 м (верхняя подсвета ергинской свиты), а на Среднем Урале – 550 м (коноваловская и крутихинская подсветы чернокаменной свиты). Тракт сложен тонкопереслаивающимися алевролитами и глинами (аргиллитами) с участком линзовидных пластов средне- и крупнозернистых песчаников с грубой горизонтальной и многоэтажной косою слоистостью, скоплениями плоской глиняной (аргиллитовой) гальки и знаками ряби (отложения русел). Тракт $HSST_4$ сформировался в результате постепенного наращивания дельтовой равнины в условиях компенсированного прогибания. Благодаря миграции фациальных поясов и расширению аккомодационного пространства, поверхность морского затопления mfs_4 в основании секвенции уверенно трассируется в скважинах Мезенской синеклизы (Маслов и др., 2008).

9.6. ТРАССИРОВАНИЕ ЛАТЕРАЛЬНЫХ ФАЦИАЛЬНЫХ РЯДОВ (МОСКОВСКИЙ ПАЛЕОБАССЕЙН)

Выделенные нами латеральные фациальные ряды прослеживаются в скважинах в верхнем венде интракратонного палеобассейна Московской синеклизы (рис. 117). Здесь эти отложения расчленяются на плетневскую, гаврилов-ямскую, непейцинскую, макарьевскую и любимскую свиты (Стратиграфическая схема..., 1996); решминская свита сопоставляется с падунской свитой юго-восточного Беломорья и, скорее всего, имеет раннекембрийский возраст.

Осадочная последовательность плетневской, гаврилов-ямской свит и нижней подсвиты непейцинской свиты Московской синеклизы сложена пачками тонкослоистых аргиллитов с прослоями вулканических туфов, циклически чередующимися с пачками тонкопереслаивающихся алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями песчаников и образует единый латеральный фациальный ряд с агминской секвенцией Мезенского палеобассейна. Мощность толщи возрастает от 40–50 м в западной части синеклизы до 300 м на северо-востоке (см. рис. 117). Вышележащая толща переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов верхней подсвиты непейцинской свиты достигает мощности 90 м, коррелируется с интервалом 2034–1944 м в скв. Котлас и образует единый латеральный фациальный ряд солзенской секвенции. Толща отсутствует на западе и северо-западе Московской синеклизы, а максимальная мощность отложений наблюдается в северо-восточной ее части, в области сочленения с Мезенским палеобассейном (см. рис. 117). От подстилающих отложений рассматриваемую толщу отделяет поверхность максимальной регрессии.

Зимнегорская секвенция в Московской синеклизе представлена макарьевской свитой, которая имеет еще более узкое площадное развитие в северо-восточной части синеклизы (восточная часть Ярославской впадины), где она достигает мощности 200 м и сложена чередующимися пачками тонкослоистых аргиллитов, тонкослоистых алевролитов и кварцевых песчаников; на остальной территории синеклизы свита не установлена (см. рис. 117).

На различных горизонтах непейцинской и макарьевской свит трансгрессивно залегает пестроцветная любимская свита, которая коррелируется с интервалом 1906–1623 м скв. Котлас (см. рис. 117), а также с ергинской свитой юго-восточного Беломорья, коноваловской и крутихинской подсвитами чернокаменной свиты западного склона Среднего Урала, а все вместе эти осадочные системы образуют единый регрессивный тракт ергинской секвенции. В основании секвенции в Мезенском палеобассейне выделяется трансгрессивный тракт, мощность которого в скв. Котлас достигает 90 м (интервал 1906–1815 м), однако в Московской синеклизе его аналоги достоверно не установлены. Можно предположить, что поверхности максимальной регрессии и морского затопления, ограничивающие трансгрессивный тракт ергинской секвенции снизу и сверху, при трассировании в интракратонный палеобассейн Московской синеклизы сливаются в единую поверхность максимальной регрессии в основании любимской свиты.

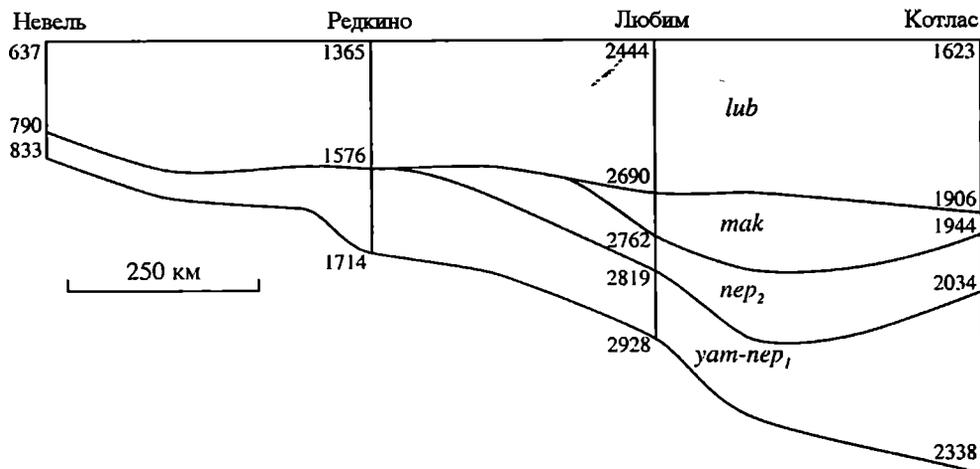


Рис. 117. Трассирование границ в верхневендских отложениях Московской синеклизы.
Свиты: yam – гаврилов-ямская; пер – непейцинская; tak – макарьевская; lub – любимская

В нижней части любимской свиты на южном, юго-западном и северо-западном крыльях Московской синеклизы залегают пакеты зрелых в минералогическом и структурном отношении песчаников (Кирсанов, 1968в), которые, судя по всему, образовались в результате многократного перемива донных осадков при ограниченном поступлении нового обломочного материала в обстановках обширной песчаной отмели. При этом важно отметить, что здесь не обнаружены ни выдержанные покровы конгломератов, ни следы размыва в субаэральных условиях, ни переотложенные коры выветривания. По всей видимости, региональный перерыв между редкинским и котлинским горизонтами, который был выявлен при составлении стратиграфической схемы вендских отложений Московской синеклизы (Стратиграфическая схема..., 1996), обусловлен не осушением и предлюбимским размывом территории, а перемивом в субаквальных обстановках во время низкого стояния уровня моря. Можно предположить, что в период с поздненепейцинского по макарьевское время интракратонный палеобассейн Московской синеклизы был относительно изолированным и располагался за пределами зоны разноса обломочного материала, а пакеты кварцевых песчаников в основании любимской свиты представляют собой конденсированные отложения, генетически связанные с солзненской и зимгорской секвенциями Мезенского палеобассейна, которые образовались в процессе многократного перемива донных отложений в условиях дефицита обломочного материала.

Трассирование секвентных границ и латеральных фациальных рядов в скважинах и по сейсмическим профилям показало, что в Мезенском палеобассейне осадконакопление протекало без существенных перерывов на протяжении всего позднего венда, тогда как в Московском палеобассейне формирование осадков было связано с двумя эпизодами максимально высокого стояния уровня моря (рис. 118). Первый эпизод приходится на агминское время («редкинская трансгрессия»), второй – на ергинское время

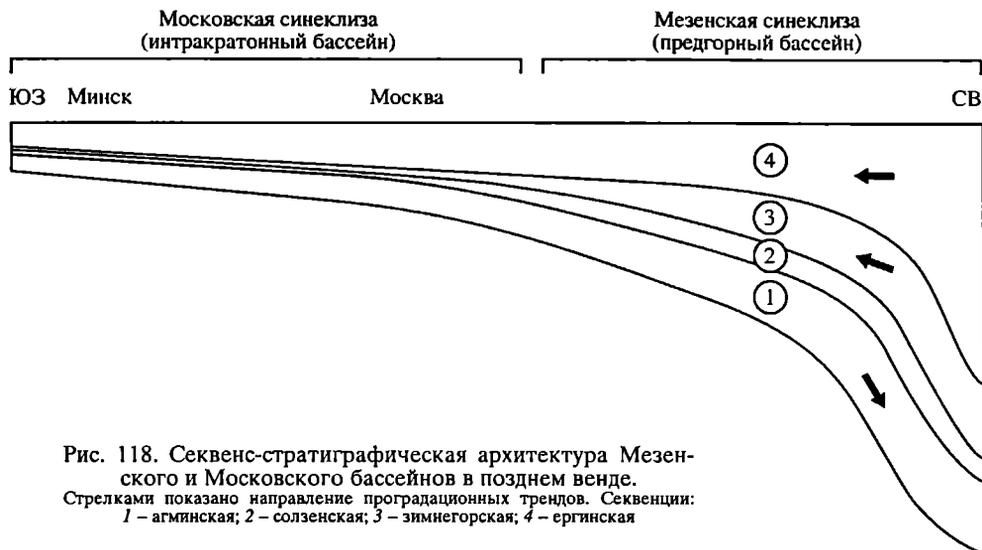


Рис. 118. Секвенс-стратиграфическая архитектура Мезенского и Московского бассейнов в позднем венде. Стрелками показано направление проградационных трендов. Секвенции: 1 – агминская; 2 – солзенская; 3 – зимнегорская; 4 – ергинская

(«котлинская трансгрессия»). В отличие от Московского, прогибание Мезенского палеобассейна происходило на протяжении всего позднего венда и компенсировалось поступлением осадочного материала – осадконакопление здесь не прерывалось даже в зимнегорское время, когда основная часть Восточно-Европейской платформы испытывала дефицит обломочного материала.

9.7. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТОНКОЗЕРНИСТЫХ ПОРОД ПОЗДНЕВЕНДСКОГО МЕЗЕНСКОГО ПАЛЕОБАССЕЙНА

Анализ РЗЭ, Cr, Ni, Co, Sc, Hf, Th-систематики тонкозернистых алюмосиликокластических пород поздневендского Мезенского палеобассейна позволил установить их общий геохимический облик, а также наметить положение и относительный вклад различных источников сноса в формирование осадочных последовательностей. Материалом послужили пробы аргиллитов и алевроаргиллитов верхнего венда юго-восточного Беломорья из разрезов скв. 1000 Тучкино (всего более 90 образцов, отобранных А.В. Сочавой, Д.В. Борхвардтом и М.Б. Гниловской), пробуренной в 1980-х гг. на Беломорско-Кулойском плато экспедицией 17 ПГО «Невскгеология» (Якобсон и др., 1991), из скв. С18 Агма, пробуренной АО «Архгеолдобыча» на Онежском полуострове (Гражданкин, 2003), а также из ряда естественных обнажений по берегам Белого моря и впадающих в него рек. Отложения Вычегодского прогиба охарактеризованы по керну скважин Северная Кельтма 1, Сторожевская 1, Серегово 1 и Яренск (коллекция В.Г. Оловянишникова, г. Сыктывкар).

9.7.1. Беломорский сегмент

Медианные содержания Th в аргиллитах и глинах варьируют от 6.3 (ляницкая свита) до 13–15 г/т (верховская, зимнегорская и ергинская свиты).

В среднем постархейском австралийском сланце этот элемент присутствует в количестве 14.6 г/т (Тейлор, МакЛеннан, 1988). Медианное содержание La в тонкозернистых породах лямичкой свиты составляет 23 г/т, тогда как в аналогичных по гранулометрии образованиях трех вышележащих свит поднимается до 45–49 г/т, что примерно на 20% выше, чем в PAAS, и почти в 2.5 раза больше, чем в среднем архейском аргиллите. На диаграмме Th–La большинство фигуративных точек составов аргиллитов, алевроаргиллитов и глин верхневендской последовательности юго-восточного Беломорья сконцентрировано вокруг точки PAAS, однако ряд точек аргиллитов лямичкой и ергинской свит тяготеет к модельному составу архейского аргиллита (рис. 119, а).

Медианное содержание Sr в алевроаргиллитах, аргиллитах и глинах всей верхневендской последовательности составляет 79 г/т, для Ni этот же параметр равен 37 г/т, что почти в точности соответствует его содержанию в PAAS (38 г/т) (Тейлор, МакЛеннан, 1988). Содержание же Sr составляет всего $0.7 \times$ PAAS. На диаграмме Ni–Sr все точки составов исследованных авторами образцов алевроаргиллитов и глин Беломорско-Кулойского плато локализованы в поле значений, характерных для постархейских образований (рис. 119, б).

Деплетирования TPЗЭ в тонкозернистых алюмосиликокластических породах не наблюдается ни в одной из четырех свит верхнего венда. Медианное значение Gd_N/Yb_N для выборки из почти 50 образцов составляет 1.67, что равно $\sim 1.23 \times$ PAAS. Только в одном образце алевроаргиллитов из лямичкой, двух образцах из верховской и одном образце из ергинской свит величина Gd_N/Yb_N превышает пороговое значение (2.0), разделяющее составы без деплетирования и с деплетированием TPЗЭ. Медианное значение отрицательной европиевой аномалии в исследованной авторами выборке равно 0.64 [для сравнения, в PAAS – 0.66, в среднем архейском аргиллите – 1.0 (Тейлор, МакЛеннан, 1988) либо 0.73 (Condie, 1993)], минимальное значение – 0.52, максимальное – 0.76. На диаграмме $Gd_N/Yb_N - Eu/Eu^*$ подавляющее большинство фигуративных точек тонкозернистых пород верхнего венда Беломорско-Кулойского плато сосредоточено в поле значений, характерных для постархейских составов (рис. 119, в).

Медианное значение отношения Th/Sc в исследованных авторами породах составляет 0.76. Для PAAS этот параметр равен 0.91, тогда как в среднем архейском аргиллите – всего лишь 0.31. Медианное содержание Sc во всей выборке равно ~ 17.4 г/т [для сравнения, в PAAS – 16 г/т, в тонкозернистых архейских образованиях – 20 г/т (Тейлор, МакЛеннан, 1988)]. Величина отношения La/Sm варьирует от 3.3 до 9.7 при медианном значении 6.2. В PAAS данный параметр равен 6.8, в среднем архейском аргиллите – 5. Все это и обуславливает локализацию подавляющего большинства фигуративных точек составов аргиллитов и алевроаргиллитов на диаграммах Sc–Th/Sc и La/Sm–Sc/Th вблизи модельного состава PAAS (рис. 119, г, д).

На диаграмме Co/Hf–Ce/Cr (рис. 119, е) ни одна точка составов из исследованной авторами выборки аргиллитов и алевроаргиллитов не попадает в поле значений, характерных для тонкозернистых алюмосиликокластических

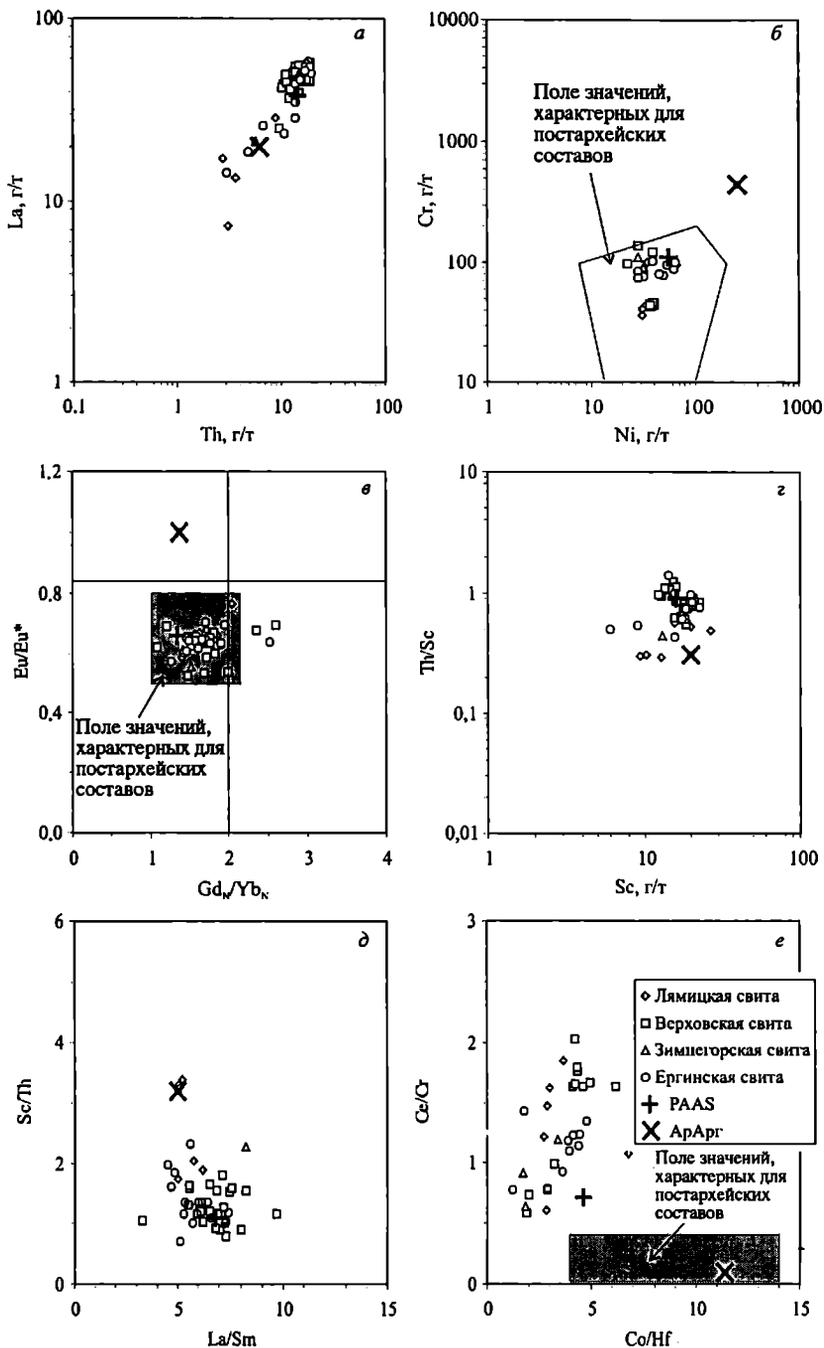
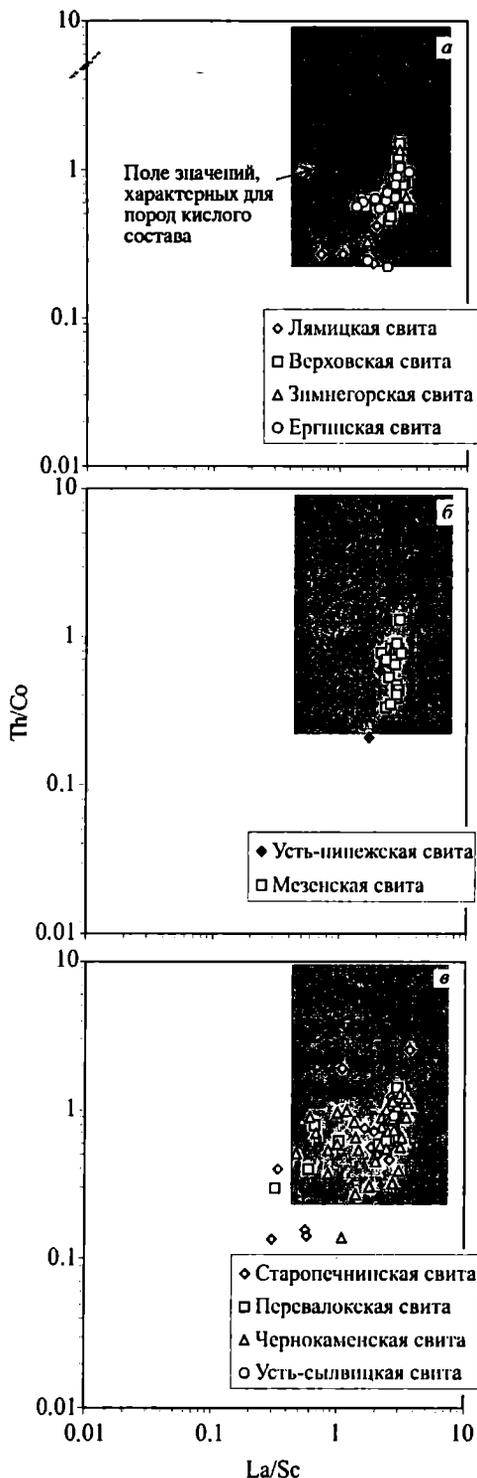


Рис. 119. Положение фигуративных точек составов тонкозернистых терригенных пород верхнего венда Беломорско-Кулойского плато на диаграммах Th-La (а), Ni-Cr (б), Gd_N/Yb_N-Eu/Eu* (в), Sc-Th/Sc (г), La/Sm-Sc/Th (д) и Co/Hf-Ce/Cr (е).
 Значения различных индикаторных отношений для PAAS и среднего архейского аргиллита (по: Тейлор, МакЛеннан, 1988; Condie, 1993)

Рис. 120. Положение фигуративных точек составов тонкозернистых терригенных пород верхнего венда Беломорско-Кулойского плато (а), Вычегодского прогиба (б) и Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория (в) на диаграмме La/Sc–Th/Co

ких пород, образованных за счет разрушения примитивных архейских субстратов ($4 < Co/Hf < 14$, $0.1 < Ce/Cr < 0.4$) (Маслов, 2007). Все сказанное выше достаточно очевидно свидетельствует об отсутствии в позднем венде примитивных архейских субстратов на палеоводосборах, питавших северо-западную часть Мезенского палеобассейна.

Основываясь на положении точек составов аргиллитов и глин на диаграмме La/Sc–Th/Co (рис. 120, а), можно заключить, что на палеоводосборах преобладали породы кислого состава при незначительной роли пород основного состава. Систематика РЗЭ подтверждает этот вывод. Медианное значение отношения La_N/Yb_N в аргиллитах лямичской свиты составляет 7.82 (при этом минимальное значение данного параметра равно 5.53, а максимальное – 11.20, что, по всей видимости, указывает на заметную гетерогенность палеоводосборов в начале позднего венда), верховской – 11.26, зимнегорской – 9.94 и ергинской – 9.01. Величина La_N/Sm_N варьирует от 3.25 (лямичская свита) до 4.58 (зимнегорская свита) (рис. 121). Показательно, что нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ аргиллитов и глин верховской и зимнегорской свит более однородны, чем спектры тонкозернистых пород лямичской и ергинской



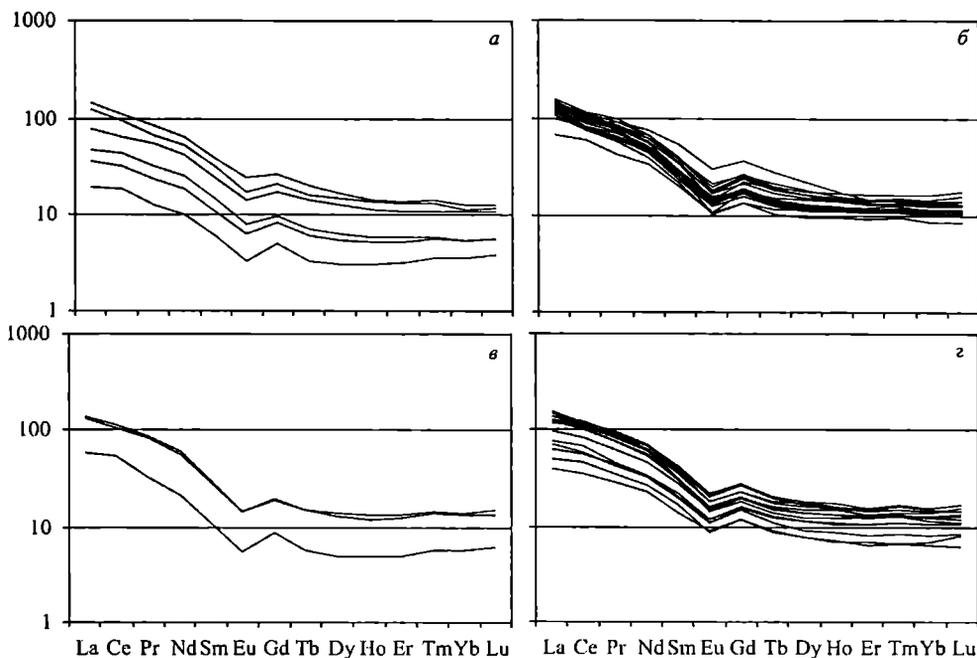


Рис. 121. Нормированные на хондрит спектры распределения содержаний РЗЭ в аргиллитах и глинах верхнего венда юго-восточного Беломорья.
Свиты: а – лямыцкая, б – верховская, в – зимнегорская, з – ергинская

свит; это предполагает интенсивное перемешивание тонкой алюмосиликокластики на путях переноса.

9.7.2. Вычегодский сегмент

Медианное содержание Th в аргиллитах усть-пинежской и мезенской свит составляет ~11 г/т, для La эта же величина равна 34–36 г/т. Это лишь немногим ниже, чем в PAAS, и существенно превосходит содержания указанных элементов в среднем архейском аргиллите. В то же время, в ряде образцов аргиллитов содержания и Th и La ниже таковых в среднем архейском аргиллите, что обуславливает присутствие на диаграмме Th–La двух совокупностей фигуративных точек. Одна из них (большая) локализована в области значений, типичных для PAAS, другая, представленная в основном аргиллитами мезенской свиты, тяготеет к модельному составу архейского аргиллита (рис. 122, а).

На диаграмме Ni–Cr все точки составов аргиллитов и алевроаргиллитов верхнего венда Вычегодского прогиба локализованы в области значений, характерных для постархейских осадков (рис. 122, б). Медианные содержания Cr и Ni в аргиллитах мезенской свиты составляют соответственно ~70 и несколько более 36 г/т. Минимальное содержание Cr в тонкозернистых алюмосиликкластических породах мезенской свиты равно 29.4, максимальное ~94 г/т.

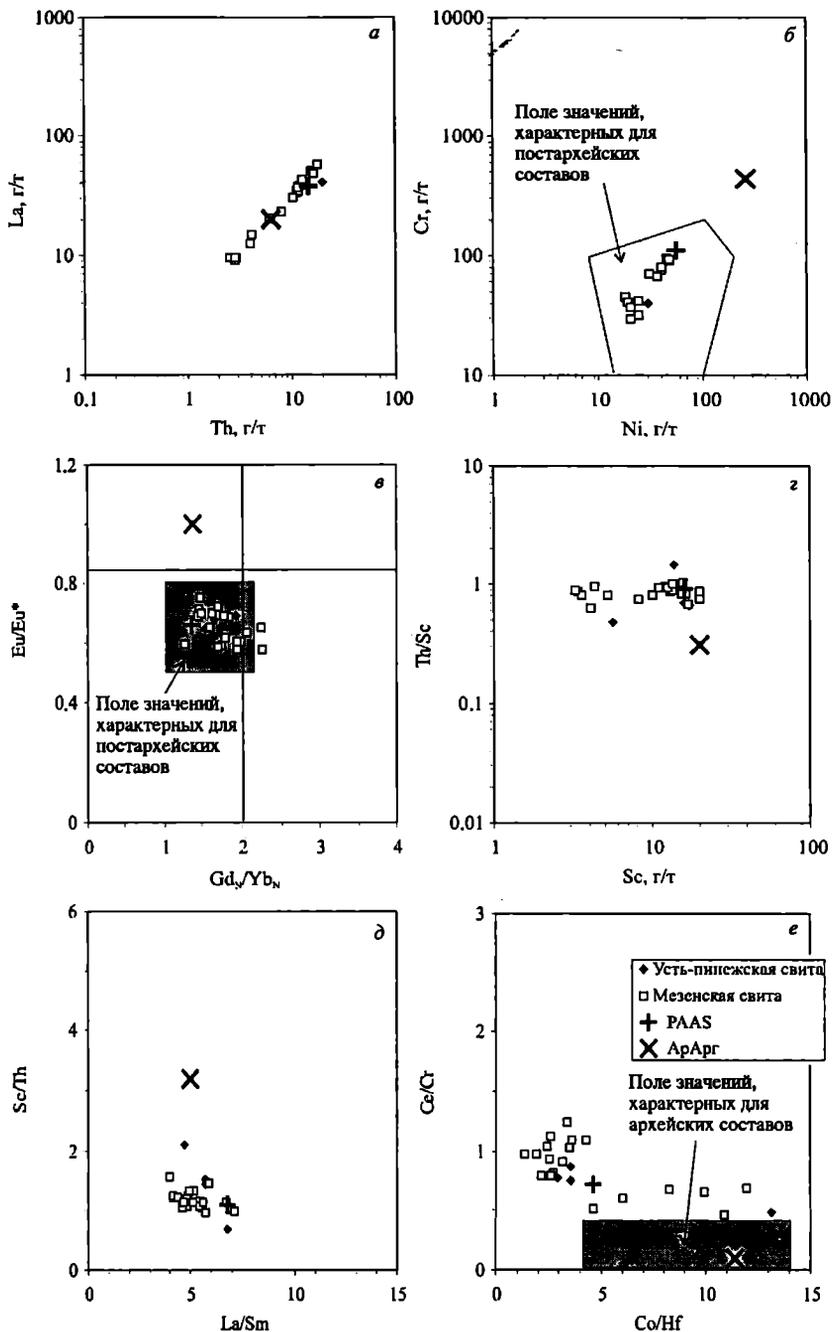


Рис. 122. Положение фигуративных точек составов тонкозернистых терригенных пород верхнего венда Вычегодского прогиба на диаграммах Th-La (а), Ni-Cr (б), Gd_N/Yb_N -Eu/Eu* (в), Sc-Th/Sc (г), La/Sm-Sc/Th (д) и Co/Hf-Ce/Cr (е). Значения различных индикаторных отношений для PAAS и среднего архейского аргиллита (по: Тейлор, МакЛеннан, 1988; Condie, 1993)

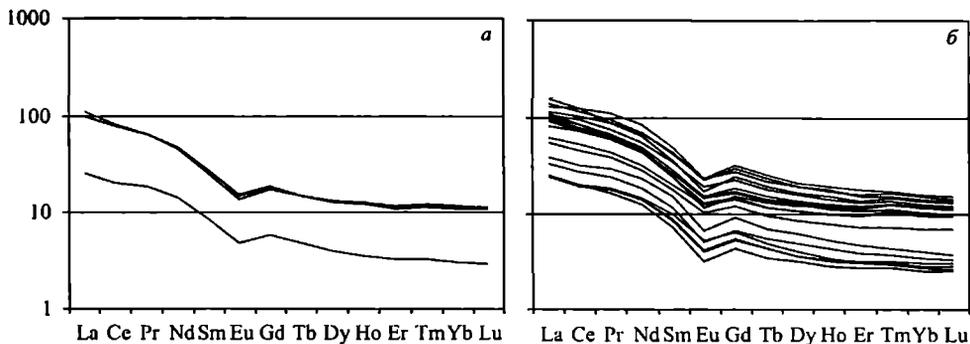


Рис. 123. Нормированные на хондрит спектры распределения содержаний РЗЭ в тонкозернистых терригенных породах верхнего венда Вычегодского прогиба.
Свиты: а – усть-пинежская, б – мезенская

На диаграмме $Gd_N/Yb_N - Eu/Eu^*$ точки составов аргиллитов усть-пинежской и мезенской свит локализованы весьма компактно и сосредоточены практически полностью в поле составов, характерных для постархейских осадков (рис. 122, в). Деплетирование тяжелых РЗЭ для аргиллитов не проявлено. Величина отрицательной европиевой аномалии не превышает 0.75. Минимальное значение Eu/Eu^* составляет 0.58, медианное почти в точности равно величине отрицательной европиевой аномалии в PAAS (0.68).

Фигуративные точки составов аргиллитов верхнего венда Вычегодского прогиба на диаграммах $Sc-Th/Sc$ и $La/Sm-Sc/Th$ (рис. 122, з, д) также тяготеют к стандартному составу PAAS.

Величина отношения Ce/Cr в тонкозернистых породах верхнего венда Вычегодского прогиба варьирует от 0.46 до 1.24 при медианном значении 0.80. В среднем архейском аргиллите этот параметр составляет 0.095. По величине отношения Co/Hf рассматриваемая авторами выборка аргиллитов и алевроаргиллитов разбивается на две группы: в одной из них (большей) значения данного параметра составляют 1–5, что типично для большинства тонкозернистых постархейских терригенных образований, в другой – 6–13 (рис. 122, е). Последняя группа по величине отношения Co/Hf близка к тонкой архейской алюмосиликокластике, однако высокие значения Ce/Cr (> 0.4) не позволяют рассматривать данную совокупность только как результат разрушения примитивных архейских субстратов.

Приведенные выше данные по систематике ряда микроэлементов в тонкозернистых алюмосиликокластических породах усть-пинежской и мезенской свит Вычегодского прогиба позволяют с достаточно большой степенью вероятности считать, что в их составе отсутствует материал разрушения архейских комплексов Кольского и (или) Волго-Уральского геоблоков Восточно-Европейской платформы. Скорее всего, источниками тонкой алюмосиликокластики в позднем венде для юго-восточной части Мезенского палеобассейна выступали преимущественно неопротерозойские образования Тиманского орогена.

Этот вывод согласуется и с данными РЗЭ-систематики аргиллитов. Тонкозернистые породы и усть-пинежской, и мезенской свит характеризуются хорошо выраженной отрицательной европиевой аномалией (соответ-

ственно 0.68 и 0.65) (рис. 123). Медианные величины отношения La_N/Yb_N в них составляют 8.74 и 8.65, что как и данные о типичных для аргиллитов значениях La/Sc и Th/Co (см. ниже), позволяет предполагать существование в областях размыва как кислых, так и основных пород.

Деплетирование ТРЗЭ, свойственное продуктам разрушения ряда примитивных архейских субстратов, в аргиллитах верхнего венда Вычегодского прогиба не наблюдается (величина отношения Gd_N/Yb_N варьирует от 1.52 до 1.92 в породах усть-пинежского уровня, и от 1.25 до 1.99 в породах мезенского уровня; только в трех из 20 образцов аргиллитов мезенской свиты данный параметр достигает значений 2.06–2.27). Медиана отношения La_N/Sm_N составляет для аргиллитов усть-пинежской свиты 3.61, для аргиллитов вышележащего уровня – 3.14, что в целом весьма хорошо сопоставимо со значениями данного параметра в верхневендских глинах, аргиллитах и глинистых сланцах из других сегментов Тиманского форландового палеобассейна.

По отношениям в аргиллитах La/Sc и Th/Co (см. рис. 120, б) можно предполагать, что на палеоводосборах присутствовали породы как основного, так и кислого состава, причем последние, по всей видимости, преобладали.

9.7.3. Среднеуральский сегмент

Медианные содержания Th варьируют в алевроаргиллитах и глинистых сланцах верхнего венда Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория от 11.1 ± 4.2 (старопечнинская свита) до 13.3 ± 3.5 (перевалокская свита), что несколько меньше, чем в PAAS (14.6 г/т), но примерно в 2 раза выше, чем в среднем архейском аргиллите. Медианные содержания La в аргиллитах перевалокской (40.4 г/т) и чернокаменной (40.5 г/т) свит практически соответствуют PAAS (38 г/т) (Тейлор, МакЛеннан, 1988). В аргиллитах и мелкозернистых алевролитах старопечнинской свиты медианное содержание La примерно в полтора раза меньше (28.2 г/т), а в тонкозернистых терригенных породах усть-сылвицкой свиты (обр. 02-Syl-35) составляет 31.7 г/т. На диаграмме $Th-La$ значительная часть фигуративных точек составов аргиллитов сылвицкой серии сосредоточена вокруг точки PAAS, однако небольшая часть исследованных образцов тяготеет к точке среднего архейского аргиллита (рис. 124, а).

Медианные содержания Ni в тонкозернистых терригенных породах старопечнинской и перевалокской свит варьируют от 51.4 до ~54.0 г/т, что весьма близко к содержанию Ni в PAAS. В глинистых сланцах и алевроаргиллитах чернокаменной свиты содержания Ni снижаются до ~46 г/т. В алевроаргиллитах усть-сылвицкой свиты (обр. 02-Syl-25) концентрация Ni равна 34 г/т. Примерно такая же тенденция характерна и для медианных содержаний Cr : в глинистых сланцах и мелкозернистых алевролитах старопечнинской и перевалокской свит это соответственно ~126 и 121 г/т, тогда как в аргиллитах чернокаменной свиты – 110 г/т, а в алевроаргиллитах усть-сылвицкой свиты (обр. 02-Syl-35) ~96 г/т. На диаграмме $Ni-Cr$ точки составов тонкозернистых терригенных образований сылвицкой серии расположены весьма компактно в области стандартных для PAAS содержаний и Ni , и Cr (рис. 124, б).

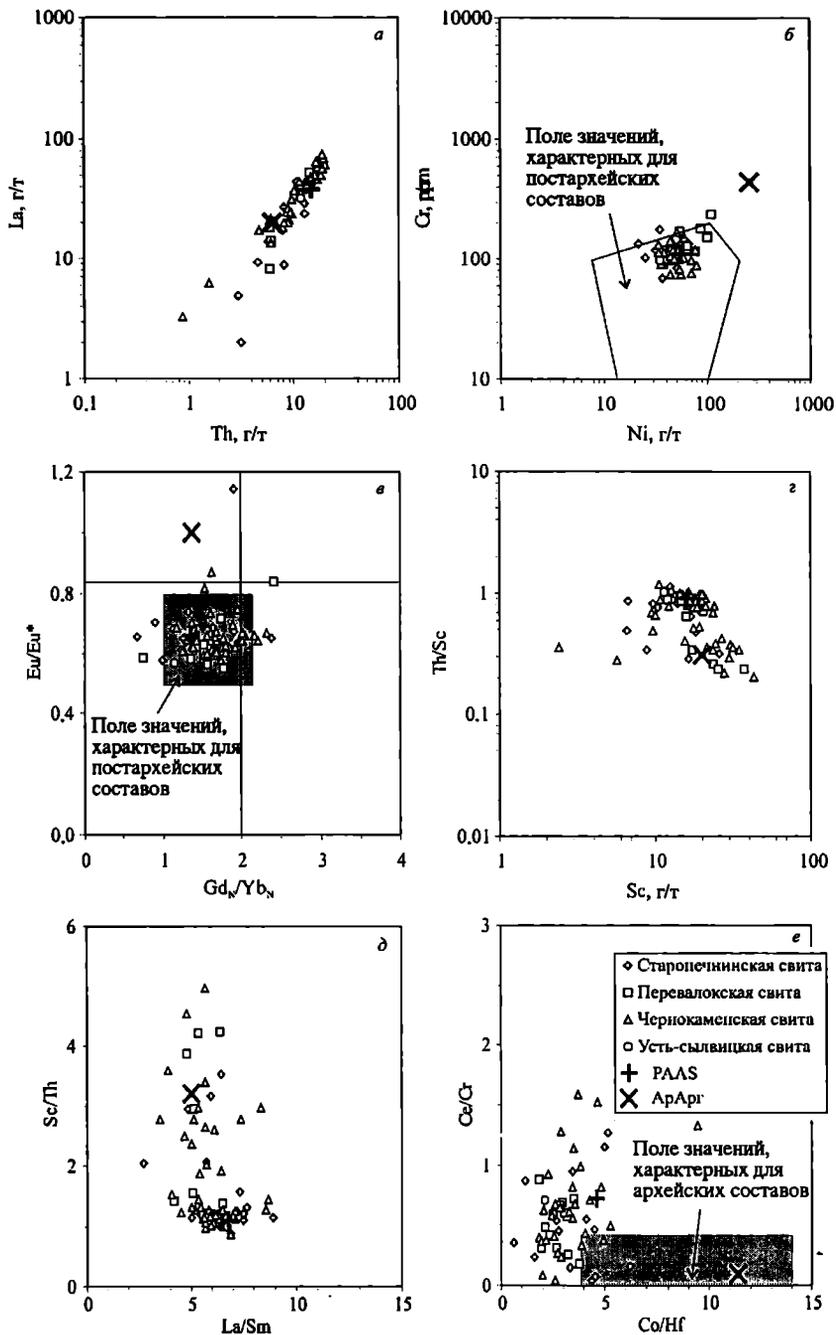


Рис. 124. Положение фигуративных точек составов тонкозернистых алюмосиликокластических пород верхнего венда Кваркушко-Каменогорского мегантиклинория на диаграммах Th–La (а), Ni–Cr (б), Gd_N/Yb_N–Eu/Eu* (в), Sc–Th/Sc (г), La/Sm–Sc/Th (д) и Co/Hf–Ce/Cr (е).

Значения различных индикаторных соотношений для PAAS и среднего архейского аргиллита (по: Тейлор, МакЛеннан, 1988; Condie, 1993)

Соотношение в аргиллитах сыльвицкой серии таких параметров, как Gd_N/Yb_N и Eu/Eu^* , также свидетельствует о принадлежности тонкозернистых терригенных пород верхнего венда Кваркуйско-Каменногорского мегантиклинория к типичным постархейским образованиям (рис. 124, в). Медианные значения величины Eu/Eu^* в мелкозернистых алевролитах и аргиллитах старопечнинской, перевалокской и чернокаменной свит практически тождественны – 0.64 ± 0.12 , 0.63 ± 0.07 и 0.64 ± 0.06 . Алевроаргиллиты усть-сылвицкой свиты (обр. 02-Syl-35) характеризуются несколько большей величиной отрицательной европиевой аномалии (0.57). Деpletирование ТРЗЭ в подавляющем большинстве проанализированных нами образцов отсутствует.

На диаграмме Sc–Th/Sc можно видеть два кластера фигуративных точек. Один, в состав которого входит большая часть точек, весьма компактно расположен в области PAAS, второй тяготеет к точке среднего архейского аргиллита (рис. 124, з). Примечательно, что оба кластера представлены породами всех (за исключением усть-сылвицкой свиты) литостратиграфических единиц сыльвицкой серии. Примерно такая же ситуация наблюдается и на диаграмме La/Sm–Sc/Th (рис. 124, д).

Наконец, на диаграмме Co/Hf–Ce/Cr в поле значений, характерных для архейских тонкозернистых терригенных образований, попадает всего несколько фигуративных точек аргиллитов старопечнинской свиты, что может указывать на наличие среди пород в источниках сноса примитивных архейских субстратов (рис. 124, е). Однако, как следует из приведенных выше материалов, если подобные субстраты и присутствовали на довендском эрозионном срезе, то роль их была, скорее всего, весьма незначительной. Положение на диаграмме La/Sc–Th/Co подавляющего большинства фигуративных точек составов аргиллитов сыльвицкой серии в области значений, типичных для продуктов размыва пород кислого состава, указывает на доминирование последних и на палеоводосборах. В то же время достаточно низкие значения обоих параметров в ряде образцов предполагают присутствие в областях размыва и основных пород или влияние основной пирокластике (Маслов и др., 2006).

Нормированные на хондрит спектры РЗЭ в аргиллитах сыльвицкой серии, как показано выше, достаточно однообразны и по своим основным параметрам практически не отличаются от спектров постархейских тонкозернистых пород. Медианная величина отношения La_N/Yb_N в аргиллитах старопечнинской свиты составляет 9.18, при этом в двух образцах (общее число образцов 15) ее значение ниже 7.8, а в одном – ниже 3.8, что указывает на размыв в области сноса основных пород. Деpletирование ТРЗЭ отсутствует. Медианное значение параметра La_N/Sm_N составляет ~4.0. Медиана отношения La_N/Yb_N в алевроаргиллитах и мелкозернистых глинистых алевролитах перевалокского уровня в точности равна той, что характерна для подстилающих образований. Величина отношения Gd_N/Yb_N несколько выше, а La_N/Sm_N – ниже, чем в аргиллитах старопечнинской свиты. Для аргиллитов чернокаменной свиты медианные значения отношений La_N/Yb_N , Gd_N/Yb_N и La_N/Sm_N составляют соответственно 9.95, 1.67 и 3.69. В 5 образцах (общее число образцов 41) значения La_N/Yb_N ниже, чем 7.5. Таким образом, в позднем венде в среднеуральский сегмент бассейна поступала в целом достаточно зрелая тонкая алюмосиликокластике, формировавшаяся за счет эрозии на палеоводосборах преимущественно пород кислого состава.

ва. Этот вывод хорошо согласуется и с распределением фигуративных точек составов тонкозернистых алюмосиликокластических пород старопечнинской, перевалокской, чернокаменской и усть-сылвицкой свит на диаграмме La/Sc–Th/Co (см. рис. 120, в).

В качестве питающих провинций, которые поставляли тонкую алюмосиликокластику, а также более грубый обломочный материал в поздневендский Мезенский палеобассейн, могли выступать как фундамент Восточно-Европейской платформы (Кольский и Волго-Уральский геоблоки), так и Канино-Тиманский складчато-надвиговый пояс.

На территории Кольского геоблока породы архейского возраста слагают ~85% площади, нижнепротерозойские – около 10%, а рифейские образования существенной роли в геологическом строении не играют (ими занято всего 3% территории). Судя по геологической карте Восточно-Европейской платформы, континентальная кора Волго-Уральской области в основном сформировалась во временном интервале 3.4–2.7 млрд лет и существенно переработана в раннем протерозое. Наиболее крупной структурой Канино-Тиманского складчато-надвигового пояса является неопротерозойский аккреционный комплекс, который объединяет Ижминскую, Печорскую, Большеземельскую и Варандей-Адзвинскую зоны. Ижминская зона сложена метаморфизованными песчаниками и сланцами, которые прорваны интрузиями гранитов с возрастом ~555 млн лет. В Печорской зоне доминируют вулканокластические и разнообразные интрузивные образования – габброиды, диориты (изотопный возраст ~565 млн лет) и гранодиориты; гранитам здесь принадлежит подчиненная роль. В Большеземельской зоне метаморфизованные вулканогенные и вулканокластические породы ассоциируют с риолитами, риолит-порфирами, гранофирами и гранитоидными интрузиями, изотопный возраст которых варьирует от 567 до 618 млн лет.

Выявленный геохимический облик отложений, выполняющих поздневендский Мезенский палеобассейн, а также контрастный петрографический состав «потенциальных» областей сноса позволяет вполне определенно восстановить положение и вклад основных питающих провинций в формирование осадочных последовательностей различных его сегментов. Подавляющее большинство проанализированных образцов тонкозернистых алюмосиликокластических пород из разрезов беломорского, вычегодского и среднеуральского сегментов поздневендского Мезенского палеобассейна демонстрирует близость по широкому спектру геохимических характеристик к стандартным составам постархейских тонкозернистых терригенных образований, что явно указывает на преобладание в общей системе распределения кластики Канино-Тиманского складчато-надвигового пояса. Примитивные архейские субстраты, доминирующие в составе Кольского и Волго-Уральского мегаблоков Восточно-Европейского кратона, если и играли какую-то роль в формировании осадочного выполнения, то в целом она была весьма незначительна.

На справедливость сделанного вывода указывают и данные о Nd-модельном возрасте аргиллитов, участвующих в осадочном выполнении Мезенского палеобассейна. Так, для юго-восточного Беломорья Nd-модельный возраст аргиллитов составляет от 1.73–1.71 до 1.57–1.53 млрд лет (Маслов и др., 2008), при этом наиболее молодые его значения характерны

для аргиллитов зимнегорской свиты, формировавшихся за счет привноса тонкой алюмосиликокластики с востока и северо-востока (Гражданкин, 2003). Тонкозернистые терригенные породы сыльвицкой серии (среднеуральский сегмент) имеют величину T_{DM} 1.77–1.73 млрд лет (Маслов и др., 2005б). Для сравнения, медианное значение T_{DM} магматических и супракрустальных образований основных структурных элементов Балтийского щита составляет ~2.9 млрд лет, а для Волго-Уральского мегаблока Восточно-Европейской платформы, состав и строение которого в целом аналогичны Кольскому мегаблоку (Богданова, 1986; Докембрийская геология..., 1988), Nd-модельный возраст пород кристаллического фундамента варьирует, по предварительным данным, от 2.8 до 2.4 млрд лет (Петров и др., 2007). Выполненное авторами рассмотрение моделей смешения (Маслов и др., 2008) также позволяет предполагать, что роль Балтийского щита и внутренних районов Восточно-Европейской платформы как источников тонкой алюмосиликокластики для Мезенского палеобассейна в позднем венде была весьма небольшой (от 5% до 25–30%). Следовательно, кристаллические комплексы Кольского и Волго-Уральского геоблоков фундамента Восточно-Европейской платформы не могли быть основными источниками тонкой алюмосиликокластики при формировании осадочного выполнения поздневендского Мезенского палеобассейна, так как для присутствующих в его составе тонкозернистых терригенных пород столь древний Nd-модельный возраст нехарактерен.

9.8. АРХИТЕКТУРА ПОЗДНЕВЕНДСКОГО МЕЗЕНСКОГО ПРЕДГОРНОГО ПАЛЕОБАССЕЙНА

В осадочной последовательности верхневендских отложений Мезенского палеобассейна установлена граница резкой смены фациальной структуры (характера и направленности фациальной изменчивости). Во-первых, на этой границе меняется фациальный состав и как следствие парагенез генетических типов отложений: агминская секвенция сложена осадками подводных илистых равнин, тогда как все остальные секвенции представлены отложениями донно-флювиальной дельтовой системы с широким продельтовым фронтом. Во-вторых, с поверхностью раздела агминской и солзенской секвенций совпадает смена направленности проградационного тренда осадконакопления.

Наиболее ярко смена проградационного тренда наблюдается в юго-восточном Беломорье. В агминской секвенции проксимальные фаши тяготеют к узкой (шириной не более 100 км) зоне вдоль восточного склона Балтийского щита: именно здесь в разрезах возрастает роль песчаников с признаками волновой переработки осадка и происходит увеличение мощностей проградационных клиньев, слагающих регрессивную часть парасеквенций (см. рис. 109). Осадочные системы солзенской, зимнегорской и ергинской секвенций в юго-восточном Беломорье, наоборот, представлены в значительной степени дистальными фашиями, тогда как проксимальные фаши следует ожидать на северо-восточном борту Мезенского палеобассейна, где последний сочленялся с Канино-Тиманским складчато-надвиговым поясом. Об этом свидетельствуют ярко выраженный одномодальный

характер распределения направлений палеотечений, установленный по замерам падения косых слоев и простираения слепков промоин, каналов и следов размыва струями течений, а также состав и положение возможных питающих провинций (Гражданкин, Бронников, 1997; Гражданкин, 2003; Grazhdankin, 2004b; Гражданкин и др., 2005b; Маслов и др., 2008).

Аналогичная смена проградационного тренда на границе агминской и солзенской секвенций на Среднем Урале, на первый взгляд, не наблюдается. Кроме того, при поверхностном рассмотрении может показаться, что выявленные авторами проградационные тренды в сылвицкой серии имеют простираение вдоль северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы, вкрест регионального палеосклона, т. е. вдоль простираения палеосклона. Действительно, диамиктиты в основании старопечнинской свиты присутствуют на юго-востоке и не установлены на северо-западе; перевалокская свита имеет выраженное регрессивное строение в юго-восточных разрезах, чего не наблюдается в северо-западном пересечении; вилухинская подсвита чернокаменской свиты имеет более грубозернистый состав на северо-западе по сравнению с юго-восточной частью мегантиклинория; шурышская и синекаменская подсвиты приурочены к юго-восточным разрезам и не установлены на северо-западе.

Следует отметить, что сылвицкая серия слагает два кулисообразно расположенных антиклинория в составе Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория: Басего-Кваркушский на северо-западе (разрез по р. Усьве) и Синегорский на юго-востоке (разрезы по рекам Межевой Утке, Серебряной, Сылвице) (см. рис. 1, б) (Аблизин и др., 1982). При этом именно к Синегорскому антиклинорию приурочены наиболее мощные разрезы зимнегорской секвенции (шурышская подсвита чернокаменской свиты), а также трансгрессивный тракт в основании ергинской секвенции (синекаменская подсвита чернокаменской свиты). Можно предположить, что Синегорский антиклинорий отвечает не южным, а восточным участкам среднеуральского сегмента палеобассейна, Басего-Кваркушский – западным, а простираение выявленных проградационных трендов в сылвицкой серии на самом деле отражает фациальный профиль не вкрест, а вдоль регионального палеосклона с востока (реки Межевая Утка, Серебряная, Сылвица) на запад, во внутрикратонный бассейн (р. Усьва). Для того чтобы подтвердить (или опровергнуть) предложенную выше модель строения среднеуральского сегмента палеобассейна, необходимо изучить самые северные разрезы сылвицкой серии в Синегорском антиклинории (по р. Койве и ее притокам Тырыму и Кусье) и сопоставить их с наиболее южными разрезами сылвицкой серии Басего-Кваркушского антиклинория (по р. Вильве).

При такой интерпретации установленные различия в строении сылвицкой серии между Синегорским антиклинорием на юго-востоке и Басего-Кваркушским на северо-западе могут отвечать смещению вдоль регионального палеосклона с востока на запад по крайней мере на 20 км (см. рис. 1, б). Обращает на себя внимание, что на таком относительно небольшом расстоянии происходит выклинивание зимнегорской секвенции (шурышской подсвиты чернокаменской свиты) мощностью 200 м (см. рис. 116). В этой связи уместно привести сравнение с юго-восточным Беломорьем, где на расстоянии 26 км, отделяющих разрезы Зимних гор и скв.

Торожда, установлено аналогичное выклинивание зимнегорской секвенции (зимнегорской свиты) мощностью 200 м, причем происходит это при смещении вдоль предполагаемого регионального палеосклона с северо-востока на юго-запад (см. рис. 109, 111).

Судя по всему, начиная с шурышского времени обстановки с максимальными темпами прогибания располагались на крайнем востоке Восточно-Европейской платформы – именно так можно интерпретировать ярко выраженную приуроченность мощной толщи шурышской и синекаменной подсвет к юго-восточным разрезам Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория (реки Межевая Утка, Серебряная, Сылвица). Согласно предложенной модели, шурышская подсвета не должна иметь стратиграфических аналогов в Верхнекамской впадине, которая непосредственно примыкает к среднеуральскому сегменту палеобассейна с запада. В этой связи велвинская свита, скорее всего, отвечает либо солзенской секвенции, либо трансгрессивному тракту ергинской секвенции.

Таким образом, наибольшие мощности латеральных фациальных рядов (обстановки с максимальными темпами прогибания) в пределах Мезенского палеобассейна оказываются приуроченными к проксимальным (наиболее близким к основным источникам сноса) участкам палеобассейна, которые примыкают к Канино-Тиманскому поясу. Относительно маломощные конденсированные разрезы (обстановки с наименьшими темпами прогибания) при этом развиты в дистальных интракратонных областях палеобассейна. Тем самым по своей архитектуре поздневендский Мезенский палеобассейн отличается от эпиконтинентальных палеобассейнов и палеобассейнов пассивных окраин, в которых интенсивность прогибания ложа возрастает по мере приближения к дистальным областям. В Мезенском палеобассейне скорость прогибания возрастала по мере приближения к проксимальным участкам, что характерно для предгорных (foreland) бассейнов (Posamentier, Allen, 1993).

Предгорные бассейны, как правило, представляют собой интенсивно прогибающиеся структуры, мигрирующие на поддвигающуюся плиту, при этом их осадочное выполнение вблизи растущего горного сооружения оказывается деформированным в моновергентные складчато-надвиговые пакеты, которые формируют низкие предгорья и также вовлекаются в процесс разрушения (Foreland basins, 1986; Allen, Allen, 1990; Stockmal et al., 1992; Stratigraphic evolution..., 1995; DeCelles, Giles, 1996; Sinclair, 1997). Однако верхневендские отложения, выполняющие форландовый палеобассейн Тиманского орогена, отличаются относительной простотой геологической структуры и геометрии секвенсов (Grazhdankin, 2004b; Маслов и др., 2008). По всей вероятности, во всех разрезах, изученных авторами вдоль северо-восточной и восточной окраины Восточно-Европейской платформы и на Урале, представлены отложения наиболее дистальной зоны предгорного палеобассейна, которая не была в существенной мере затронута деформациями. Предгорный характер Мезенского палеобассейна подразумевает, во-первых, что область осадконакопления образовалась в результате погружения северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы под нагрузкой надвинутых на нее масс Тимано-Печорского складчатого сооружения, а во-вторых, что снос обломочного материала происходил со стороны воздымавшегося складчатого сооружения.

ОСАДОЧНЫЕ СИСТЕМЫ СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ

Генетическое истолкование латеральных фациальных рядов и отделяющих их фациальных несогласий позволяет расчленить сылвицкую серию на четыре осадочные системы (ассоциации генетически взаимосвязанных геологических тел), каждая из которых является результатом взаимодействия определенных физических, химических и биологических факторов.

10.1. СТАРОПЕЧНИНСКО-ПЕРЕВАЛОКСКАЯ ОСАДОЧНАЯ СИСТЕМА ПОДВОДНЫХ ИЛИСТЫХ РАВНИН

Формирование старопечнинско-перевалокской осадочной системы началось с затопления территории. В восточных частях среднеуральского сегмента в основании осадочной системы выделяются трансгрессивные отложения, причем седиментация на стадии затопления носила выраженный гляциальный характер – происходил ледовый разнос относительно окатанного обломочного материала гравийной, галечной и валунной размерности. Максимум трансгрессии ознаменовался широким распространением обстановок подводных илистых равнин на всей территории среднеуральского сегмента палеобассейна. Фациальная структура старопечнинско-перевалокской осадочной системы образовалась в результате последовательной сортировки донного осадка волнами и осаждения в спокойных условиях в обстановках компенсированного прогибания, а также при участии мутьевых струй, которые формировали алевритовые отложения без видимой слоистости, но с большим количеством захороненного макроводорослевого детрита. На заключительном этапе усилился привнос мелкозернистого песчаного материала.

Фоновым материалом для старопечнинско-перевалокской осадочной системы служила умеренно зрелая тонкая терригенная алюмосиликокластика (значения CIA варьируют от 64 до 73). Величина отношения K_2O/Al_2O_3 для аргиллитов и алевроаргиллитов старопечнинской свиты составляет от 0.21 до 0.28, тогда как тонкозернистые породы перевалокской свиты характеризуются заметно меньшими значениями рассматриваемого параметра (0.18–0.23), что предполагает увеличение к концу этапа степени рециклирования поступавшей в область седиментации кластики. На начальной стадии формирования рассматриваемой осадочной системы состав пород питающих провинций отличался разнообразием, однако впоследствии происходит заметный спад значений отношения Th/Sc в алевроаргиллитах и аргиллитах (от 0.8–0.9 в тонкозернистых породах старопечнинской свиты до 0.2–0.3 в аналогичных по гранулометрическому составу породах верхней части перевалокской свиты), что, по всей видимости, указывает на увели-

чение на палеоводосборах доли пород основного состава. Это предположение находит подтверждение и в уменьшении значений La_N/Yb_N в аргиллитах и алевроаргиллитах к концу перевалокского времени. Некоторое снижение к концу первого этапа наблюдается и для отношения Ce/Cr . Прослой вулканических туфов в отложениях максимума трансгрессии указывают на кратковременные события поступления в бассейн вулканогенной компоненты. Относительно низкие значения модуля Стрхова в породах старопечнинской и перевалокской свит свидетельствуют об отсутствии в палеобассейне синхронных осадконакоплению процессов вулканизма.

После того как трансгрессия достигла максимума, в относительно низкоэнергетической части шельфа в зоне внешних шлейфов на периферии штормового разноса осадка произошло быстрое расселение макроводорослевой биоты, а в проксимальных высокоэнергетических обстановках шельфа широкое распространение получают разнообразные палеопасихниды. Событийный характер осадконакопления способствовал захоронению большого количества макроводорослевого детрита в толще алевроитового осадка (перевалокская свита), что в свою очередь приводило к возникновению дизоксидных условий и обеспечивало органостенную сохранность макроводорослей.

10.2. ВИЛУХИНСКАЯ ОСАДОЧНАЯ СИСТЕМА ПРОДЕЛЬТЫ

Вилухинская осадочная система характеризует резкую смену обстановок осадконакопления: место относительно спокойных низкоэнергетических подводных равнин заняли песчаные отмели, напоминавшие подводные продолжения дельт и предфронтальную зону продельты в области постоянного волнения и непосредственно ниже нее. Перестройка фациальной структуры палеобассейна произошла без признаков осушения и размыва. Трансгрессивные отложения вилухинской осадочной системы представлены на западе среднеуральского сегмента. Здесь же после максимального затопления территории получили распространение проксимальные обстановки. Дистальные обстановки располагались в области с максимальными темпами прогибания на востоке рассматриваемой нами территории. По всей вероятности, формирование вилухинской осадочной системы проходило в условиях увеличившихся темпов прогибания на востоке и одновременного воздымания на западе в связи с развитием предгорного бассейна.

Перестройка фациальной структуры палеобассейна не сопровождалась существенным изменением степени зрелости обломочного материала. Однако по мере эволюции обстановок осадконакопления в область седиментации поступала все менее зрелая тонкая алюмосиликокластита, что хорошо видно по уменьшению значений CIA от 70–75 на ранних этапах формирования вилухинской осадочной системы до 65–70 на заключительном этапе. Значения отношения K_2O/Al_2O_3 в алевролитах и глинистых сланцах к концу вилухинского этапа, напротив, выросли и достигли значений, которые были присущи алевроаргиллитам старопечнинской свиты. В питающих провинциях вилухинской осадочной системы, по всей видимости, снижается роль магматических образований основного состава – значение отношения Th/Sc в алевроаргиллитах и аргиллитах верхней части вилухин-

ской подсветы увеличивается до ~0.8. Относительно высокая (8–12) величина La_N/Yb_N в вилухинское время указывает на преобладание в источниках сноса пород гранодиоритового состава. Принципиальных изменений величины Ce/Cr для тонкозернистых обломочных пород рассматриваемой осадочной системы не отмечено, это позволяет считать, что соотношение блоков архейской и постархейской коры на палеоводосборах по сравнению со старопечнинско-перевалокской осадочной системой осталось прежним. На протяжении большей части времени формирования вилухинской осадочной системы продукты вулканических извержений в седиментационный бассейн не поступали, прослой вулканических пеплов наблюдаются только на стадии максимума трансгрессии.

Смена фациальной структуры бассейна привела к изменению его экологической структуры. На самой ранней стадии формирования вилухинской осадочной системы (трансгрессивная фаза) в зоне слабого волнения и течений на микробиальном субстрате обитали сообщества фрондоморфных организмов, палеопасцихид и микробиальных колоний. Однако основная часть осадочной системы лишена признаков макроскопической жизни, за исключением единственной находки палеопасцихид, приуроченной к дистальным обстановкам (обн. 0403, р. Межевая Утка). По всей вероятности, активная гидродинамика среды и непрерывное поступление обломочного материала препятствовали колонизации песчаных отмелей организмами.

10.3. ШУРЫШСКАЯ ОСАДОЧНАЯ СИСТЕМА ПОДВОДНЫХ КОНУСОВ ВЫНОСА

Формирование шурышской осадочной системы началось с форсированной регрессии береговой линии, наиболее ярко проявленной на западе среднеуральского сегмента (р. Усьва), где продельтовые отложения вилухинской осадочной системы с резким фациальным несогласием перекрываются отложениями прибрежных песчаных отмелей (черемуховская подсвета). На востоке среднеуральского сегмента Мезенского палеобассейна на продельтовых отложениях вилухинской осадочной системы залегает относительно мощная толща, не похожая на черемуховские песчаники, которая нами интерпретируется как отложения конусов выноса продуктов волнового разноса (шурышская подсвета). Отсутствие видимых следов осушения и образования врезанных долин в основании шурышской осадочной системы и общий прогрессивный характер ее развития, на наш взгляд, свидетельствуют о том, что в шурышское время продолжалось прогибание палеобассейна. Таким образом, форсированная регрессия, с которой началось формирование шурышской осадочной системы, скорее всего, не связана с изменением темпов образования аккомодационного пространства. Причиной регрессии также не может быть усиление темпов поступления обломочного материала, наоборот, в шурышское время отмечается его дефицит. Есть основания предполагать, что формирование конусов выноса происходило за счет материала, который поступал с востока (об этом свидетельствуют установленные нами вариации состава пород питающих провинций и отсутствие на западе отложений распределительной системы). По всей вероятности, форсированная регрессия была обусловлена крупным эвстатическим событием, связанным с изменением уровня Мирового

океана. Выявленная фациальная структура шурышской осадочной системы в таком случае отражает дифференцированный характер формирования аккомодационного пространства в предгорном палеобассейне. На западе среднеуральского сегмента форсированная регрессия опередила темпы прогибания палеобассейна (произошло резкое смещение прибрежных отложений в сторону бассейна), в то время как на востоке территории темпы образования аккомодационного пространства были более интенсивными, в результате поверхность форсированной регрессии выражена как относительное углубление бассейна.

Смена обстановок осадконакопления не отразилась на степени зрелости обломочного материала (CIA варьирует от 67 до 70). Вместе с тем в составе питающих провинций более существенную роль начинают играть породы основного и среднего состава, роль же гранодиоритов заметно снижается (медианное значение Th/Sc в глинистых сланцах и алевроаргиллитах шурышской подсвиты чернокаменной свиты составляет 0.76 ± 0.26 , а медианная величина La_N/Yb_N характеризуется одним из самых низких во всем разрезе сыльвицкой серии значением $- 8.96 \pm 1.07$). Можно предполагать, что в формировании шурышской системы принимали участие продукты размыва пород новых «восточных» питающих провинций, появлению которых способствовало понижение относительного уровня моря. Синхронный осадконакоплению вулканический материал во время формирования шурышской осадочной системы в бассейн не поступал.

Сокращение и изоляция палеобассейна седиментации в шурышское время негативно отразились на состоянии биоты: шурышская осадочная система является единственной системой сыльвицкой серии, в которой не встречены остатки представителей ископаемой биоты.

10.4. СИНЕКАМЕНСКО-КОБЫЛООСТРОВСКАЯ ОСАДОЧНАЯ СИСТЕМА ДЕЛЬТОВОЙ РАВНИНЫ

Начало формирования синекаменско-кобылоостровской осадочной системы связано с резким подъемом относительного уровня моря. Трансгрессия распространялась с востока – именно здесь, в обстановках продолжающегося прогибания, установлены трансгрессивные отложения продельтового фронта. Характерная циклитовая структура, присущая осадочной системе на ранних этапах развития, обусловлена периодической миграцией зоны подводных каналов в обстановки подводных илистых равнин в условиях равновесия темпов прогибания бассейна и поступления обломочного материала. Максимальное затопление территории ознаменовалось проникновением продельтового фронта на запад и широким распространением зоны слабого волнения и течений по всему среднеуральскому сегменту Мезенского палеобассейна. Вслед за этим в условиях компенсированного прогибания последовала интенсивная проградация плоской дельтовой равнины, рассеченной многочисленными рукавами (руслами) распределительной системы.

Значения CIA и K_2O/Al_2O_3 в тонкозернистых алюмосиликокластических образованиях, слагающих трансгрессивные отложения синекаменско-кобылоостровской осадочной системы, сопоставимы с теми, что были ха-

рактерны для этапа изоляции палеобассейна. Это свидетельствует об отсутствии принципиальных изменений характера процессов химического выветривания на палеоводосборах и каких-либо новаций в соотношении поступавшей в область осадконакопления петрогенной и литогенной клас-тики. Не наблюдается существенных изменений этих параметров и по мере развития осадочной системы. Основная часть тонкой алюмосиликокла-стики характеризуется несколько более высокими, чем в подстилающих отложениях, значениями Th/Sc (0.8–1.1), что позволяет предполагать снижение роли основных магматических образований в областях питания. По мере развития осадочной системы отмечается постепенное снижение значений Ce/Cg в алевроаргиллитах и аргиллитах. Величина La_N/Yb_N в тонкозернистых породах варьирует в пределах 8–13, что также подтверждает стабильность состава пород на палеоводосборах. Относительно низкие значения модуля Страхова в породах осадочной системы указывают на отсутствие в палеобассейне синхронных осадконакоплению процессов вулка-низма.

Условия формирования синекаменско-кобылоостровской осадочной системы были весьма благоприятными для обитания бентосных макроор-ганизмов. Подводные илистые равнины этого времени заселены фрондо-морфными организмами и макроводорослями, в зоне слабого волнения и течений перед фронтом дельты широко распространены микробиаль-ные маты, на поверхности которых обитали сообщества фрондоморфных организмов, палеопасцихрид, микробиальных колоний и дикинсониеморф-ных организмов, а на межрусловых участках в дистальных обстановках дельтовой равнины доминировали арумбериеморфные организмы. В пла-нетарном масштабе это было время максимального морфологического разнообразия протерозойских эпибентосных макроскопических организ-мов и широкой экспансии животных с зарывающимся образом жизни. Ми-кробиальные маты и приуроченные к ним макросообщества по-прежнему являлись важным фактором стабилизации осадка в зоне слабого волнения и течений, препятствуя эрозии и взмучиванию донных отложений. Кроме того, матообразующие микробиоты и арумбериеморфные организмы ста-билизировали осадок на мелководных межрусловых участках дельтовой равнины.

Фациально-генетический, литогеохимический и палеонтологический анализы послойно изученных разрезов верхнего венда Кваркушко-Каменногогорского мегантиклинория позволили реконструировать условия и обстановки осадконакопления сылвицкой серии. Опираясь на данные о цикличности, строении латеральных фациальных рядов, положении поверхностей резкой миграции фаций, распределении остатков макроорганизмов, вариациях возраста и состава пород питающих провинций сылвицкая серия впервые разделена на четыре осадочные системы – старопечнинско-перевалокскую, вилухинскую, шурышскую и синемаменско-кобылоостровскую, представляющие собой ассоциации генетически взаимосвязанных геологических тел, каждая из которых является результатом взаимодействия определенных физических, химических и биологических факторов. Выделенные нами осадочные системы ограничены фациальными несогласиями и соответствующими перерывами в осадконакоплении и отвечают обособленным этапам развития палеобассейна.

Анализ архитектуры осадочного выполнения среднеуральского сегмента поздневендского палеобассейна показал, что аккомодационное пространство, в котором формировалась сылвицкая серия, было создано в результате погружения северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы под нагрузкой надвинутых на нее масс Тимано-Печорского складчатого сооружения. Сылвицкая серия представляет собой шлировую формацию, демонстрируя генетическое единство входящих в ее состав осадочных систем. Отложения накапливались в обстановках крупной подводной донно-флювиальной дельтовой системы с широким продельтовым фронтом (чернокаменско-усть-сылвицкая парагенетическая ассоциация) и прилегающих подводных илистых равнин (старопечнинско-перевалокская парагенетическая ассоциация). В составе сылвицкой серии нами не обнаружены осадочные образования, которые можно было бы уверенно интерпретировать как флиш или молассу. Полученные авторами результаты заставили пересмотреть существующие взгляды на условия осадконакопления на территории западного склона Среднего Урала в позднем венде. Нами предлагается новая модель седиментогенеза, согласно которой сылвицкая серия отвечает дистальным обстановкам Мезенского предгорного палеобассейна. Скорости прогибания территории здесь соответствовали скорости накопления осадка либо опережали их (компенсированное и некомпенсированное прогибание), а в качестве питающих провинций выступали как породы Тимано-Печорского складчатого сооружения, так и комплексы фундамента Восточно-Европейской платформы.

Показано, что сылвицкая серия обладает хорошо выраженным литогеохимическим единством. На протяжении всего времени ее формирования в область седиментации поступала относительно зрелая тонкая алюмосиликокластика, а климат на палеоводоразделах характеризовался значи-

тельной стабильностью и имел параметры, позволяющие позиционировать его как семиаридный–семигумидный. Основываясь на достаточно низких значениях величины отношения K_2O/Al_2O_3 в тонкозернистых породах всего разреза сыльвицкой серии, можно считать, что в их составе присутствует значительная доля алюмосиликоккластики, прошедшей несколько циклов седиментации. Характерные для тонкозернистых обломочных пород всего разреза значения модулей Страхова и Бострёма не позволяют предполагать какого-либо участия в процессах осадконакопления эксгальтивных компонентов. Подавляющая часть проанализированных нами образцов алевроаргиллитов сыльвицкой серии характеризуется весьма небольшими значениями отношения Mo/Mn , что указывает на доминирование в придонных слоях воды в палеобассейне окислительных обстановок. По геохимическим характеристикам тонкой фракции алевролитов и аргиллитов сыльвицкая серия похожа на отложения пресноводных или в значительной степени опресненных водоемов. Анализ медианных значений отношений Th/Cr и Th/Sc и значений этих же индикаторов в отдельных пробах показывает, что формирование осадочного выполнения среднеуральского сегмента поздневендского палеобассейна произошло за счет смещения как кислот, так и основной алюмосиликоккластики, однако доля последней была в целом, по всей видимости, относительно небольшой. Этот же вывод следует и из анализа РЗЭ-систематики тонкозернистых пород, за исключением верхней части перевалокской свиты и нижней части вилухинской подсвиты, для времени накопления которых можно предполагать некоторое усиление привноса в палеобассейн продуктов разрушения пород основного состава. Для конца перевалокского, начала и конца вилухинского, а также середины синекаменского времени на основании сравнительно низких значений величины отношения Ce/Cr можно предполагать существование в источниках сноса блоков пород архейского возраста. Обращает на себя внимание стабильность величины цериевой аномалии в тонкозернистых породах снизу вверх по всему изученному авторами разрезу. Наряду с данными фациальных реконструкций, это свидетельствует в пользу существования на рассматриваемой территории в позднем венде относительно стабильного мелководного палеобассейна со слабо проницаемой корой.

Результаты наших исследований свидетельствуют, что палеонтологические и литогеохимические критерии не обеспечивают высокую разрешающую способность при расчленении и корреляции разрезов верхнего венда. Макроостатки позволяют распознать лишь предвилухинский, предсинекаменский и предкрутихинский рубежи, а данные литогеохимии практически не дают возможности наметить какие-либо резкие рубежи в формировании всей осадочной последовательности сыльвицкой серии, за исключением, пожалуй, только предсинекаменского. Отпечатки, слепки и уплощенные органостенные макроостатки в верхнем венде Среднего Урала, как и в других разрезах по всему миру, демонстрируют выраженную зависимость от фаций, а в сохранности – от вторичных изменений пород. В тех случаях, когда имеющиеся материалы позволяют говорить о смене комплексов макрофоссилий, это совпадает с поверхностью резкой миграции фаций, а исчезновение и появление таксонов в частных разрезах фиксирует лишь следы миграции организмов вслед за миграцией фаций (Grazhdankin, 2004).

Границы, разделяющие выделенные нами осадочные системы сыльвицкой серии, имеют в разной степени выраженные литологическую, палеонтологическую и литогеохимическую составляющие и отвечают определенным палеоэкосистемным событиям (перестройкам всех или многих компонентов осадочной системы). По крайней мере, две из этих границ несут высокий корреляционный потенциал и могут быть использованы для расчленения и корреляции разрезов верхнего венда в пределах всего Мезенского предгорного бассейна. Первая из них совпадает с поверхностью максимальной регрессии в основании вилухинской осадочной системы и проявляется в резкой смене фациальной структуры и сокращении аккомодационного пространства. К этой границе приурочена трансформация экологической структуры биоты – место бентосных сообществ низкоэнергетического шельфа характерных для старопечнинско-перевалокской осадочной системы заняли сообщества зоны слабого волнения и течений продельты, которые выработали адаптивные стратегии колонизации микробиального субстрата. Изотопный возраст рассматриваемой границы заключен между 558 ± 1 и 557 ± 13 млн лет. Вторая граница соответствует поверхности максимальной регрессии в основании синекаменско-кобылоостровской осадочной системы и также выражена резкой сменой фаций, сопровождаемой расширением аккомодационного пространства. На этой границе отмечается максимальное таксономическое разнообразие в зоне слабого волнения и течений продельты и наблюдается широкое распространение организмов с зарывающимся образом жизни. Возраст этой границы моложе U–Pb-возраста цирконов – 555.3 ± 0.3 млн лет, верхний возрастной предел изотопно-геохронологическими методами не установлен.

При прослеживании в стратотипическую местность верхнего венда (северо-западная часть Московской синеклизы) выделенные нами границы в основании вилухинской и синекаменско-кобылоостровской осадочных систем сливаются с поверхностью, разделяющей редкинский и котлинский горизонты. Старопечнинско-перевалокская осадочная система при этом входит в состав редкинського горизонта, а синекаменско-кобылоостровская отвечает котлинскому. Вилухинская и шурышская осадочные системы занимают стратиграфическое положение, промежуточное между редкинским и котлинским горизонтами, а одновозрастные им отложения в стратотипической местности венда не установлены. Таким образом, разрез верхнего венда Среднего Урала отличается большой стратиграфической полнотой, а крупный hiatus, который в стратотипических разрезах предваряет котлинские отложения, в значительной мере восполнен отложениями вилухинской и шурышской осадочных систем на западном склоне Среднего Урала. Установлено, что формирование вилухинской и шурышской осадочных систем связано с последовательным сокращением бассейна осадконакопления в условиях продолжавшегося прогибания и появления новых питающих провинций. Сокращение аккомодационного пространства, начавшееся в вилухинское время (558–557 млн лет назад), достигло максимума в шурышское время (555 млн лет назад). Особенности строения вилухинской и шурышской осадочных систем позволяют исключить региональные причины резкого сокращения бассейна и дают основания считать, что формирование этих осадочных систем происходило на фоне крупного эвстатического события, связанного с опусканием уровня Мирового океана.

Проведенный нами фациально-генетический анализ послойно описанных разрезов с последующим выделением осадочных систем на примере сылвицкой серии западного склона Среднего Урала открывает принципиально новые возможности для корреляции разрезов верхнего венда Восточно-Европейской платформы с опорными разрезами эдиакария по всему миру и прокладывает путь к созданию хроностратиграфического каркаса венда. Прослеживание границ осадочных систем в пределах Мезенской и Московской синеклиз показало, что выделенные осадочные системы могут рассматриваться в качестве прототипов региональных стратиграфических подразделений или их частей. Регионально трассируемые поверхности фациальных несогласий и заключенные между ними латеральные фациальные ряды установлены в отложениях эдиакария Северной Америки, Австралии и Африки; некоторые из них не связаны с тектонической эволюцией осадочных бассейнов и имеют, возможно, эвстатическую природу (Christie-Blick et al., 1988, 1995; Saylor, 2003). Намечающаяся по результатам наших исследований перспектива межконтинентальной корреляции фоссиленосных разрезов венда и эдиакария на основании сопоставления глобально трассируемых секвентных границ позволит выявить закономерности в пространственном и временном распределении эдиакарской (вендской) ископаемой биоты и установить глобальные биотические события, сыгравшие решающую роль в формировании фанерозойского облика биосферы.

- Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М.* Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.
- Аксенов Е.М.* О вендском комплексе на востоке Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967. № 9. С. 81–91.
- Аксенов Е.М.* Венд Восточно-Европейской платформы // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы / Отв. ред. Б.С. Соколов, М.А. Федонкин. М.: Наука, 1985. С. 3–34.
- Аксенов Е.М., Власов В.В., Волкова С.А.* К палеографии валдайской серии северо-востока Волго-Камского края // Новые данные по геологии и нефтеносности Волго-Камского края. Казань: ГИ Мингео СССР, 1971. С. 346–353.
- Аксенов Е.М., Волкова С.А.* Вулканогенно-осадочные горизонты редкинской свиты валдайской серии // Докл. АН СССР, 1969. Т. 188, № 3. С. 635–638.
- Аксенов Е.М., Иголкина И.С.* О выделении редкинской свиты валдайской серии на севере Русской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка, 1969. № 8. С. 22–25.
- Аксенов Е.М., Келлер Б.М., Соколов Б.С. и др.* Общая схема стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978. № 12. С. 17–34.
- Аксенов Е.М., Морозов С.Г., Солонцов Л.Ф., Казак А.П.* Верхний докембрий Волго-Уральской области // Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков М.: Наука, 1983. С. 107–124.
- Аксенов Е.М., Изотов В.Г., Ситдииков Л.М., Гатиятуллин Н.С.* Секвенс-стратиграфический анализ рифей-вендских формаций Камско-Бельского и Сергиевско-Абдулинского авлакогена // Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы. Ч. 2. Уфа: ИГ УрО РАН, 1999. С. 3–4.
- Алексеев А.С., Гражданкин Д.В., Реймерс А.Н. и др.* Новые данные о верхнем пределе возраста рудовмещающей толщи Архангельской алмазоносной провинции // Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. С. 235–241.
- Беккер Ю.Р.* Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра, 1968. 160 с.
- Беккер Ю.Р.* Первые палеонтологические находки в рифее Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977. № 3. С. 90–100.
- Беккер Ю.Р.* Новое местонахождение фауны эдиакарского типа на Урале // Докл. АН СССР, 1980а. Т. 254, № 2. С. 480–482.
- Беккер Ю.Р.* Обоснование выделения венда на Урале // Доордовикская история Урала. Вып. 2. Стратиграфия. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980б. С. 33–47.
- Беккер Ю.Р.* О геохимических особенностях позднедокембрийских моласс Урала // Геохимические исследования осадочных пород для решения геологических задач. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. С. 67–76.
- Беккер Ю.Р.* Metazoa из венда Урала // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 1. Палеонтология / Отв. ред. Б.С. Соколов, А.Б. Ивановский. М.: Наука, 1985а. С. 107–112.
- Беккер Ю.Р.* Венд Урала // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы / Отв. ред. Б.С. Соколов, М.А. Федонкин. М.: Наука, 1985б. С. 76–83.
- Беккер Ю.Р.* Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
- Белоконь Т.В., Горбачев В.И., Балашова М.М.* Строение и нефтегазоносность рифейско-вендских отложений востока Русской платформы. Пермь: ИПК «Звезда», 2001. 108 с.
- Бессонова В.Я., Чумаков Н.М.* О ледниковых отложениях в позднем докембрии Белоруссии // Докл. АН СССР, 1968. Т. 178, № 4. С. 905–908.
- Бессонова В.Я., Чумаков Н.М.* Верхнедокембрийские ледниковые отложения западных районов СССР // Литология и полезные ископаемые, 1969. № 2. С. 73–89.

Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). М.: Наука, 1986. 224 с.

Борхвардт Д.В., Фелицын С.Б. Геохимия вулканических туфов редкинского горизонта верхнего венда Русской платформы // Вулканология и сейсмология, 1992. № 1. С. 33–45.

Браунлоу А.Х. Геохимия: Пер. с англ. М.: Недра, 1984. 463 с.

Брунс Е.П. Стратиграфия древних доордовикских отложений западной части Русской платформы // Сов. геология, 1957. № 59. С. 3–24.

Брунс Е.П. Региональные стратиграфические очерки верхнего докембрия. 1. Русская платформа. Северо-западные, центральные и северные районы // Стратиграфия СССР. В 14 т. Верхний докембрий / Отв. ред. Б.М. Келлер. М.: Госнаучтехиздат, 1963. С. 22–46.

Бурзин М.Б. Тенденции в эволюции бентосной растительности в позднем докембрии // Альгология, 1996. Т. 6, № 4. С. 407–426.

Бурзин М.Б. Эволюция бентосной растительности в позднем докембрии // Палеонтологический журнал, 2001. № 5. С. 78–86.

Бурзин М.Б., Кузьменко Ю.Т. Детализация стратиграфической схемы вендских отложений Мезенской синеклизы // Актуальные проблемы геологии горючих ископаемых осадочных бассейнов Европейского Севера России: Матер. Всерос. конф. (26–28 апреля 2000 г., Сыктывкар, Республика Коми). Сыктывкар: Геопринт, 2000. С. 39–40.

Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красно-го моря. М.: ГЕОС, 1998. 312 с.

Бяков А.С., Ведерников И.Л. Свидетельства аноксии на рубеже перми и триаса в глубоководных фациях на Северо-Востоке Азии // Докл. РАН, 2007. Т. 417, № 5. С. 654–656.

Валиев Ю.Я. Геохимия бора в юрских отложениях Гиссарского хребта. М.: Наука, 1977. 150 с.

Варганов В.Г. Геологический возраст эдиакарской фауны из Австралии // Палеогеография венда – раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 191–203.

Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы / Отв. ред. Б.С. Соколов, М.А. Федонкин. М.: Наука, 1985. 237 с.

Верхний докембрий Европейского Севера СССР (Объяснительная записка к схеме стратиграфии) / Отв. ред. В.А. Дедеев, Б.М. Келлер. Сыктывкар: Ин-т геологии АН СССР, 1986. 42 с.

Гаврилов Ю.О., Щенетова Е.В., Барабошкин Е.Ю., Щербинина Е.А. Аноксический раннемеловой бассейн Русской плиты: седиментология и геохимия // Литология и полезные ископаемые, 2002. № 4. С. 359–380.

Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 272 с.

Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна / Отв. ред. С.А. Аплонов, Д.Л. Федорова. СПб.: Наука, 2006. 319 с.

Герасименко Л.М., Заварзин Г.А. Реликтовые цианобактериальные сообщества // Проблемы доантропогенной эволюции биосферы / Отв. ред. А.Ю. Розанов. М.: Наука, 1993. С. 222–254.

Гниловская М.Б., Менс К.А., Пашкявичене Л.Т., Пиррус Э.А. Погоризонтное расчленение верхнего венда в стратотипической местности // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд): Тр. V сес. Науч. совета по геологии докембрия. Уфа, 1977 г / Отв. ред. Б.М. Келлер, М.А. Семихатов. Л.: Наука, 1979. 228 с. + 10 вкладок.

Гниловская М.Б., Ищенко А.А., Колесников Ч.М. и др. Вендотениды Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1988. 143 с.

Горошко М.В., Гурьянов В.А. Рудная минерализация зоны предрифейского структурно-стратиграфического несогласия и нижнерифейского платформенного чехла Учуро-Майской впадины (юго-восток Сибирской платформы) // Тихоокеанская геология, 2007. Т. 26, № 6. С. 93–110.

Гражданкин Д.В. Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в юго-восточном Беломорье // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2003. Т. 11, № 4. С. 3–34.

Гражданкин Д.В., Бронников А.А. Новое местонахождение остатков поздневендских мягкотелых организмов на Онежском полуострове // Докл. АН, 1997. Т. 357, № 6. С. 792–796.

Гражданкин Д.В., Краюшкин А.В. Ископаемые следы жизнедеятельности и верхняя граница венда в юго-восточном Беломорье // Докл. АН, 2007. Т. 416, № 4. С. 514–518.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Секвентная стратиграфия верхнего венда Восточно-Европейской платформы // Докл. АН, 2009. Т. 426, № 1. С. 66–70.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Мاستилл Т.М.Р., Крупенин М.Т. Беломорская биота эдиакарского типа на Среднем Урале // Докл. АН, 2005а. Т. 401, № 6. С. 784–788.

Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н., Маслов А.В. Палеоклиматические обстановки формирования верхневендских отложений Беломорско-Кулойского плато (юго-восточное Беломорье) // Литология и полезные ископаемые, 2005б. № 3. С. 267–280.

Гражданкин Д.В., Назовицин К.Е., Маслов А.В. Миаохенская экологическая ассоциация позднего венда Восточно-Европейской платформы // Докл. АН, 2007. Т. 417, № 1. С. 73–78.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т. Строение и этапы формирования вендских отложений сыльвицкой серии западного склона Среднего Урала // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009. Т. 17, № 5. С. 20–40.

Гуреев Ю.А. Vendiaia – примитивные докембрийские Radialia // Проблематики позднего докембрия и палеозоя / Отв. ред. Б.С. Соколов, И.Т. Журавлева. М.: Наука, 1985. С. 92–103, табл. 35–39.

Гуреев Ю.А. Морфологический анализ и систематика вендиат. Киев: Ин-т геол. наук АН СССР, 1987. (Препринт 87–15). 54 с.

Докембрийская геология СССР / В.Я. Хильтова, А.Б. Вревский, С.Б. Лобач-Жученко, К.А. Шуркин Л.: Наука, 1988. 440 с.

Дриц В.А., Заягин Б.Б. О содержании понятия серицит // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982. № 5. С. 69–87.

Заварзин Г.А. Лекции по природоведческой микробиологии. М.: Наука, 2004. 348 с.

Иванова З.П. Сопоставление додевонских отложений восточных и центральных областей Русской платформы // Стратиграфия, литология, фауны и фауна верхнего протерозоя и палеозоя Волго-Уральской нефтегазоносной области. М.: Недра, 1966. С. 6–13.

Иванцов А.Ю. Новый представитель дикинсонид из верхнего венда Зимнего берега Белого моря (Россия, Архангельская область) // Палеонтологический журнал, 1999. № 3. С. 3–11.

Иванцов А.Ю. Vendia и другие докембрийские «артроподы» // Палеонтологический журнал, 2001. № 4. С. 3–10.

Иванцов А.Ю. Новые проартикуляты из вендских отложений Архангельской области // Палеонтологический журнал, 2004. № 3. С. 21–26.

Иванцов А.Ю. Мелкие вендские поперечно-рассеченные ископаемые // Палеонтологический журнал, 2007. № 2. С. 3–10.

Иванцов А.Ю., Гражданкин Д.В. Новый представитель петалонам из верхнего венда Архангельской области // Палеонтологический журнал, 1997. № 1. С. 3–18.

Интерпретация геохимических данных / Отв. ред. Е.В. Складарев. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.

Карпущина Е.В., Первов В.А., Журавлев Д.З. Петрология щелочного вулканизма – индикатора поздневендского рифтогенеза, западный склон Урала // Петрология, 2001. Т. 9, № 5. С. 480–503.

Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления (со снятыми фанерозойскими отложениями). Масштаб 1:2500 000. Объяснительная записка / Отв. ред. Беккер Ю.Р. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 172 с.

Катченков С.М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 271 с.

Келлер Б.М. Общие вопросы строения верхнего докембрия. Палеогеография и геологическая история // Стратиграфия СССР. В 14 т. Верхний докембрий / Отв. ред. Б.М. Келлер. М.: Госнаучтехиздат, 1963. С. 615–631.

Келлер Б.М., Меннер В.В., Степанов В.А., Чумаков Н.М. Новые находки Melazoa в вендомии Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974. № 12. С. 130–134, табл. 1.

Келлер Б.М., Кратц К.О., Митрофанов Ф.П. и др. Достижения в разработке общей стратиграфической шкалы докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977. № 11. С. 16–21.

Кирсанов В.В. К вопросу о стратиграфии докембрийских отложений в приосевой части Московской синеклизы // Докл. АН СССР, 1968а. Т. 178, № 5. С. 1160–1163.

Кирсанов В.В. Новые данные по стратиграфии докембрийских отложений центральных районов Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968б. № 4. С. 98–113.

Кирсанов В.В. К вопросу о стратиграфии и корреляции отложений вендского комплекса на восточной окраине Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968в. № 6. С. 86–103.

Кирсанов В.В. Вендские отложения центральных районов Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970. № 12. С. 55–65.

Кирсанов В.В., Шибалин А.И. Геохимические особенности отложений валдайской серии верхнего венда Московской синеклизы // Геология нефти и газа, 1970. № 12. С. 21–25.

Кирьянов В.В. Последовательность комплексов акритарх в пограничных отложениях докембрия – кембрия Восточно-Европейской и Сибирской платформ // Тез. докл. III Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Петрозаводск, 11–14 мая 1987 г. Петрозаводск, 1987. С. 44–45.

Кирьянов В.В. Каледонский цикл тектонической истории Украины (кембрий – ранний девон). Кембрийский период // Геологическая история территории Украины. Палеозой / Отв. ред. П.Д. Цегельнюк. Киев: Наук. думка, 1993. С. 12–24.

Клюжина М.Л. К стратиграфии верхней части ашинской свиты Среднего Урала по данным литологического изучения // Сб. по вопросам стратиграфии. Вып. 7. Стратиграфия и фауна палеозоя Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1963. С. 31–51.

Клюжина М.Л. Этапы осадконакопления докембрийской и раннепалеозойской истории Урала // Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 9–22.

Клюжина М.Л. Вендская система на Урале: региональные стратоны и характер границ // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 62–64.

Клюжина М.Л. Вендская система Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 60 с.

Клюжина М.Л., Курбацкая Ф.А. Состав и условия образования ашинской серии Среднего Урала // Литология и полезные ископаемые, 1970. № 3. С. 74–86.

Клюжина М.Л., Пинегин Е.Ф. Ашинская свита Среднего Урала // Докл. АН СССР, 1961. Т. 139, № 6. С. 1432–1434.

Клюжина М.Л., Ярош Н.А. Геохимическая характеристика пород ашинской серии Среднего Урала // Матер. по литологии и геохимии осадочных образований Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1971. С. 29–36.

Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Сравнительный анализ эволюции глинистых минералов в условиях гумидного и аридного литогенеза // Геология и геофизика, 2008. Т. 49, № 10. С. 965–977.

Котельников Д.Д., Конюхов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 1986. 247 с.

Ковалевский О.П., Маргулис Л.С. Секвенс-стратиграфические подразделения // Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. С. 59–66.

Копелиович А.В. Древнейшие отложения осадочного покрова Подмосковья // Вопросы геологии и геохимии нефти и газа (Европейская часть СССР) / Отв. ред. С.В. Семихатова, А.Н. Петровская. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1953. С. 38–60.

Копорулин В.И. Минералообразование и перераспределение породообразующих элементов при постседиментационных изменениях терригенных компонентов (на примере ряда районов России) // Литосфера, 2006. № 4. С. 95–111.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Проблема эпигенеза // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 9–34.

Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 147 с.

Краснобаев А.А., Степанов А.И., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Возраст гранитоидов Троицкого массива и верхняя радиологическая граница докембрия Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984. № 11. С. 128–131.

Кривошеев В.И., Поленов Ю.А. Бескелетная фауна сыльвицкой серии Среднего Урала // Эволюция жизни на Земле: Матер. II Междунар. симп. (12–15 ноября 2001 г.). Томск: Изд-во науч.-техн. лит., 2001. С. 148–150.

Кривцов А.И. Нижний палеозой восточного склона Балтийского щита по новейшим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958. № 4. С. 63–75.

Кухаренко А.А. Литология и условия формирования ашинской серии западного склона Среднего Урала // Ученые записки ЛГУ. Сер. геол., 1962. № 310. С. 245–274.

Курбацкая Ф.А. К геохимической корреляции пород серебрянской и сыльвицкой серий западного склона Среднего Урала // Геология и петрография Западного Урала. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1966. С. 126–137.

Курбацкая Ф.А. Парагенетический анализ разрезов как метод расчленения отложений верхнего докембрия (на примере Среднего Урала) // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд): Тр. V сес. Науч. совета по геологии докембрия. Уфа, 1977 / Отв. ред. Б.М. Келлер, М.А. Семихатов. Л.: Наука, 1979. С. 98–100.

Курбацкая Ф.А. Поздневендская флишоидно-молассоидная формация Западного Урала // Вестн. Перм. ун-та, 2004. Вып. 3. Геология. С. 9–12.

Курбацкая Ф.А., Аблизин Б.Д. К палеогеографии терригенных толщ верхнего докембрия западного склона Среднего Урала (западная подзона Вишерско-Чусовского антиклинория) // Геология и петрография западного Урала. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1970. С. 109–126.

Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 94 с.

Лозин Е.В. Тектоника и нефтеносность платформенного Башкортостана. Ч. I. М.: ВНИИОЭНГ, 1994. 73 с.

Маслов А.В. Текстурные особенности пород усть-сылвицкой свиты верхнего венда в типовом разрезе: к интерпретации условий формирования // Ежегодник-2002. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 65–69.

Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.

Маслов А.В. Метатерригенные породы архея (основные геохимические ограничения) // Геохимия, 2007. № 4. С. 370–389.

Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Крупенин М.Т. Седиментационные особенности пород и условия формирования осадочных последовательностей нижней подсвиты чернокаменной свиты венда в бассейне р. Сыльвица // Ежегодник-2002. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003а. С. 70–82.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Петров Г.А. К оценке редокс-обстановок рифейских и вендских бассейнов осадконакопления западного склона Урала // Литосфера, 2003б. № 2. С. 75–93.

Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Крупенин М.Т. Чернокаменная свита бассейна р. Усьвы на Среднем Урале (особенности строения, седиментология, условия формирования) // Ежегодник-2003. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 65–86.

Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Крупенин М.Т., Корнилова А.Ю. Строение разрезов и фациальные особенности отложений венда в бассейне р. Межевой Утки (западный склон Среднего Урала) // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005а. С. 73–87.

Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. и др. Систематика редкоземельных элементов и модельный возраст Nd в арциллитах венда западного склона Среднего Урала // Докл. АН, 2005б. Т. 401, № 5. С. 668–672.

Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Ронкин Ю.Л. и др. Пепловые туфы в отложениях сыльвицкой серии верхнего венда (Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий, Средний Урал) // Литосфера, 2006. № 3. С. 45–70.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Петров Г.А. и др. Некоторые геохимические особенности и условия образования тонкозернистых терригенных пород серебрянской и сыльвицкой серий Среднего Урала // Литосфера, 2007. № 2. С. 3–28.

Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н. и др. Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздневендского Мезенского бассейна // Литология и полезные ископаемые, 2008. № 3. С. 290–312.

Махнач А.С. Стратиграфическая схема древнего палеозоя Белоруссии // Докл. АН СССР, 1956. Т. 110, № 5. С. 831–834.

Махнач А.С. Древнепалеозойские отложения Белоруссии. Минск: Изд-во АН БССР, 1958. 226 с.

Махнач А.С. Региональные стратиграфические очерки верхнего докембрия. 1. Русская платформа. Белоруссия // Стратиграфия СССР. В 14 т. Верхний докембрий / Отв. ред. Б.М. Келлер. М.: Госнаучтехиздат, 1963. С. 47–56.

Махнач А.С., Веретенников Н.В. Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1970. 236 с.

Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И., Бордон В.Е. Рифей и венд Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976. 360 с.

Мележик В.А. Седиментационные и осадочно-породные бассейны раннего протерозоя Балтийского щита (к проблеме реконструкции постседиментационных преобразований). СПб.: Наука, 1992. 256 с.

Мележик В.А., Предевский А.А. Геохимия раннепротерозойского литогенеза (на примере северо-востока Балтийского щита). Л.: Наука, 1982. 208 с.

Менс К., Пиррус Э. Стратотипические разрезы кембрия Эстонии. Таллин: Валгус, 1977. 72 с.

Менс К., Бергстрем Я., Лендзен К. Кембрий Восточно-Европейской платформы (корреляционная схема и объяснительная записка). Таллин: Валгус, 1987. 122 с.

Мизенс Г.А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 230 с.

Младших С.В. Верхний докембрий Среднего и Северного Урала // Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 1983. С. 125–142.

Младших С.В., Аблизин Б.Д. Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967. № 2. С. 67–80.

Объяснительная записка к схеме стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы. Препринт 78-4. Киев: Ин-т геол. наук АН УССР, 1978. 36 с.

Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 162 с.

Оловянишников В.Г., Гражданкин Д.В. Следы жизнедеятельности бесскелетной фауны в верхнедокембрийских отложениях Вычегодского прогиба // Сыктывкарский палеонтологический сборник № 3. Сыктывкар, 1998. С. 42–52.

Островский М.И. Основные этапы формирования и перспективы нефтегазоносности центральных областей Русской платформы // Геология и перспективы нефтегазоносности центральных областей Русской платформы. М.: ВНИГНИ, 1970. С. 3–124.

Палий В.М. Остатки бесскелетной фауны и следы жизнедеятельности из отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Подолии // Палеонтология и стратиграфия верхнего докембрия и нижнего палеозоя юго-запада Восточно-Европейской платформы / Отв. ред. Шульга П.Л. Киев: Наук. думка, 1976. С. 63–77. Табл. 21–28.

Палий В.И., Пости Э., Федонкин М.А. Мягкотелье метазоа и ископаемые следы животных венда и раннего кембрия // Палеонтология верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979. С. 49–82.

Петров П.Ю. Микробные маты и обстановки терригенной седиментации в докембрии: безыменная свита, средний рифей Туруханского поднятия // Литология и полезные ископаемые, 2002. № 6. С. 639–670.

Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. Допалеозойские магматические комплексы Кваркушско-Каменогорского антиклинория (Средний Урал): новые данные по геохимии и геодинамике // Литосфера, 2005. № 4. С. 42–69.

Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В. и др. Sm-Nd систематика кристаллических пород фундамента востока Русской платформы как ключ к реконструкции источников сноса для верхнедокембрийских осадочных ассоциаций Западного Урала: первые результаты исследований // Новые идеи в науках о Земле: Матер. VIII Междунар. конф. Т. 1. М.: РГГРУ, 2007. С. 254–257.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 18. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 111 с.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 26. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. 69 с.

Постникова И.Е. Верхний докембрий Русской плиты и его нефтеносность. М.: Недра, 1977. 222 с.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Решения Всесоюзного совещания по выработке общей унифицированной схемы стратиграфии девонских и додевонских отложений Русской платформы и западного склона Урала, состоявшегося во ВНИГРИ 26 февраля – 3 марта 1951 г. Л.; М.: Госоптехиздат, 1951. 37 с.

Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы, 1962 г., с унифицированными стратиграфическими и корреляционными таблицами. Л.: ВСЕГЕИ, 1965. 79 с.

Рифей и венд Европейского Севера СССР / В.Г. Гецен, В.А. Дедеев, Г.Н. Акимова; Отв. ред. В.А. Дедеев, В.Г. Гецен. Сыктывкар: 1987. 124 с.

Ронкин Ю.Л. Изотопы стронция – индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник-1988. Екатеринбург: ИГГ УрО АН СССР, 1989. С. 107–110.

Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. и др. U–Pb (SHRIMP-II)-возраст цирконов из пелловых туфов чернокаменской свиты сыльвицкой серии венда (Средний Урал) // Докл. АН, 2006. Т. 411, № 3. С. 354–359.

Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Петров Г.А. и др. «In situ» U–Pb (SHRIMP) – датирование цирконов граносенитов Троицкого массива (Кваркушко-Каменноторский мегантиклинорий, Средний Урал) // Докл. АН, 2007. Т. 412, № 1. С. 87–92.

Семихатов М.А. Новейшие шкалы общего расчленения докембрия: сравнение // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1993. Т. 1, № 1. С. 6–20.

Семихатов М.А. Методическая основа стратиграфии рифея // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1995. Т. 3, № 6. С. 33–50.

Семихатов М.А. Уточнение оценок изотопного возраста нижних границ верхнего рифея, венда, верхнего венда и кембрия // Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 95–107.

Семихатов М.А. Хроностратиграфия и хронометрия: конкурирующие концепции общего расчленения докембрия // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отдел геол., 2008. Т. 38, вып. 5. С. 36–58.

Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1991. № 4. С. 3–13.

Сендеров Э.Э., Хитаров Н.И. Цеоциты, их синтез и условия образования в природе. М.: Наука, 1970. 283 с.

Сережникова Е.А. Вендские эдиакарии Зимнего берега Белого моря: новые находки и новые реконструкции // Палеонтологический журнал, 2005. № 4. С. 46–55.

Соколов Б.С. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952. № 5. С. 21–31.

Соколов Б.С. Проблема нижней границы палеозоя и древнейшие отложения досинийских платформ Евразии // Тр. ВНИГРИ. Вып. 126. Геол. сб. № 3. Л.: Гостоптехиздат, 1958. С. 5–67.

Соколов Б.С. Очерки становления венда. М.: КМК Лтд., 1997. 156 с.

Солонцов Л.Ф. Сопоставление древних толщ Волго-Уральской нефтегазоносной провинции и прилегающих к ней областей // Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Додевон: Тр. совещ. по уточнению унифицированных стратиграфических схем палеозоя Волго-Уральской нефтегазоносной провинции / Отв. ред. З.П. Иванова М.: Гостоптехиздат, 1962. С. 94–103.

Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М. О стратиграфии валдайской серии Восточно-Европейской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка, 1970. № 6. С. 3–13.

Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М., Андреев С.П., Поликарпова Н.Т. К литологии и индексации песчаниково-алевролитовых пачек и пластов валдайской серии Московской синеклизы // Тр. Геол. ин-та. Казань, 1970. № 30. С. 324–345.

Солонцов Л.Ф., Хоментовский В.В., Аксенов Е.М. Основные черты стратиграфии верхнего докембрия Восточно-Европейской платформы и его возможные аналоги на Сибирской платформе // Аналоги вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975. С. 207–224.

Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 131 с.

Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Гриб В.П., Добейко И.П. Венд юго-восточного Беломорья // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981. № 2. С. 78–87.

Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Добейко И.П. Венд юго-восточного Беломорья // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы / Отв. ред. Б.С. Соколов, М.А. Федонкин. М.: Наука, 1985. С. 67–76.

Стратиграфическая схема вендских отложений Московской синеклизы. Объяснительная записка / Ю.Т. Кузьменко, М.Б. Бурзин (составители). М., 1996. 46 с.

Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области. Объяснительная записка / Отв. ред. Е.М. Аксенов, В.И. Козлов. Уфа: ИГ УрО РАН, 2000. 81 с.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.

Стрекопытов С.В., Дубинин А.В., Волков И.И. Поведение РЗЭ, циркония и гафния в осадках и конкрециях Транстихоокеанского профиля // Геохимия, 1995. № 7. С. 985–997.

Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Федонкин М.А. Беломорская биота венда (докембрийская бесскелетная фауна севера Русской платформы). М.: Наука, 1981. 100 с.

Федонкин М.А. Бесскелетная фауна венда: проморфологический анализ // Вендская система. Т. 1. Палеонтология / Отв. ред. Б.С. Соколов, А.Б. Ивановский. М.: Наука, 1985. С. 10–69.

Федонкин М.А. Бесскелетная фауна венда и ее место в эволюции метазоа. М.: Наука, 1987. 176 с.

Фелицын С.Б., Сочава А.В. Eu/Eu* в аргиллитах верхнего венда Русской платформы // Докл. АН, 1996. Т. 351, № 4. С. 521–524.

Фролов В.Т. Молассовые формации: современное понимание // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1993а. № 4. С. 3–12.

Фролов В.Т. Шлир – самостоятельный формационный тип // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1993б. Т. 68, вып. 5. С. 109–122.

Фролов В.Т. История изучения, строение, происхождение и геологическое значение флиша // Флиш и флишиодные комплексы в различных зонах земной коры (формации и геоминералогия) / Отв. ред. Р.М. Юркова. М.: ГИН РАН, 1994. С. 4–20.

Холодов В.Н., Недумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1991. № 12. С. 74–82.

Холодов В.Н., Пауль Р.К. Фации и генезис фосфоритов Каратау. Сообщение 1. Вендско-кембрийский палеоводоем и морфометрия фосфатных пеллет // Литология и полезные ископаемые, 1999. № 4. С. 350–367.

Хоментовский В.В. Венд. М.: Наука, 1976. 271 с.

Хоментовский В.В. Юдомий Сибири, венд и эдиакарская система Международной стратиграфической шкалы // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2008. Т. 16, № 6. С. 3–21.

Цырлина В.Б. Девонские отложения бассейна реки Чусовой, Пермского прикамья и Уфимского плато. М.: Гостоптехиздат, 1958. 126 с.

Чумаков Н.М. О характере верхнедокембрийского оледенения Евразии // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1970. Т. 44, вып. 4. С. 170.

Чумаков Н.М. Лапландское оледенение // Этюды по стратиграфии. М.: Наука, 1974. С. 71–96.

Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды (проблемы докембрийских оледенений). М.: Наука, 1978. 202 с.

Чумаков Н.М. Лапландский ледниковый горизонт и его аналоги // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы / Отв. ред. Б.С. Соколов, М.А. Федонкин. М.: Наука, 1985. С. 167–198.

Чумаков Н.М. Проблемы палеоклимата в исследованиях по эволюции биосферы // Проблемы доантропогенной эволюции биосферы / Отв. ред. А.Ю. Розанов. М.: Наука, 1993. С. 106–122.

Чумаков Н.М. Ледниковый и безледниковый климат в докембрии // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Отв. ред. М.А. Семихатов, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 2004. С. 259–270.

Чумаков Н.М., Сергеев В.Н. Проблема климатической зональности в позднем докембрии. Климат и биосферные события // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Отв. ред. М.А. Семихатов, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 2004. С. 271–289.

Чумаков Н.М., Покровский Б.Г. Вендские ледниковые отложения Северного и Среднего Урала: условия образования и стратиграфическое положение // Рассвет и закат вендской (эдиакарской) биоты. Происхождение современной биосферы: Тр. Междунар. конф. по проекту 493 МПГК. Москва, 20–31 августа 2007 г. / Отв. ред. М.А. Семихатов. М.: ГЕОС, 2007. С. 47–53.

Шалагинов В.В. Схемы стратиграфии докембрийских отложений Урала // Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой). Матер. и решения IV Урал. межвед. стратиграф. совещ. (Свердловск, 1990 г.): Екатеринбург: ОАО «УГ-СЭ»; ИГГ УрО РАН, 1994. С. 9–20.

Юдович Я.Э. Введение в геохимическую диагностику фаций. М.: ВИНТИ, 1976. 113 с. № 296-76 Деп.

Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В., Беляев А.А. Петрохимическая диагностика вулканогенных продуктов в черносланцевых отложениях Пай-Хоя // Геохимия, 1984. № 6. С. 868–882.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Шулепова А.Н., Лаверенко Н.С. Геохимическая диагностика вулканогенного материала в черносланцевых отложениях Лемвинской зоны Урала // Геохимия, 1986. № 10. С. 1464–1476.

Якобсон К.Э. Соотношение волынской серии и других подразделений верхнего докембрия на западе Русской платформы // Сов. геология, 1971. № 2. С. 66–73.

Якобсон К.Э., Кузнецова М.Ю., Станковский А.Ф. и др. Рифей Зимнего берега Белого моря // Сов. геология, 1991. № 11. С. 44–48.

Янов Э.Н. Геохимия кавказского и крымского флиша // Литология и полезные ископаемые, 1971. № 1. С. 84–101.

Яночкина З.А. Малые элементы – индикаторы условий седиментации // Литология и полезные ископаемые, 1964. № 2. С. 127–131.

Япаскурт О.В. Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. М.: ЭСЛАН, 2008. 356 с.

Allen J.R.L. The plan shape of current ripples in relation to flow conditions // *Sedimentology*, 1977. V. 24. P. 53–62.

Allen J.R.L. Sedimentary structures. Their character and physical basis. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 1982. xiii + 633 p. (Developments in Sedimentology. Volume No. 30B).

Allen P.A. Hummocky cross-stratification is not produced purely under progressive gravity waves // *Nature*, 1985. V. 313. P. 562–564.

Allen P.A., Allen J.R. Basin analysis – principles and application. Oxford: Blackwell, 1990. 451 p.

Allen P.A., Underhill J.R. Swaley cross-stratification produced by unidirectional flows, Bencliff Grit (Upper Jurassic), Dorset, UK // *J. of the Geol. Soc. L.*, 1989. V. 146. P. 241–252.

Bhat M.I., Ghosh S.K. Geochemistry of the 2.51 Ga old Rampur pelites, western Himalayas: implications for their provenance and weathering // *Precambrian Research*, 2001. V. 108. P. 1–16.

Bhattacharya A. On the origin of non-tidal flaser bedding in point bar deposits of the river Ajay, Bihar and West Bengal, NE India // *Sedimentology*, 1997. V. 44. P. 973–975.

Bierlein F.P. Rare-earth element geochemistry of clastic and chemical metasedimentary rocks associated with hydrothermal sulphide mineralisation in the Olary Block, South Australia // *Chem. Geol.*, 1995. V. 122. P. 77–98.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // *Ibid*, 2003a. V. 200. P. 155–170.

Black L.P., Kamo S.L., Williams I.S. et al. The application of SHRIMP to Phanerozoic geochronology: a critical appraisal of four zircon standards // *Ibid*, 2003b. P. 171–188.

Bostrom K. The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments // *Stockholm Contrib. in Geol.*, 1973. V. 27, No. 2. P. 148–243.

Boitjer D.J., Hagadorn J.W., Dornbos S.Q. The Cambrian substrate revolution // *GSA Today*, 2000. V. 10, No. 9. P. 1–7.

Brasier M., Antcliffe J. Decoding the Ediacaran enigma // *Science*, 2004. V. 305. P. 1115–1117.

Budd G.E., Jensen S. A critical reappraisal of the fossil record of the bilaterian phyla // *Biolog. Rev.*, 2000. V. 75. P. 253–295.

Butterfield N.J. Modes of pre-Ediacaran multicellularity // *Precambrian Research*, 2009. V. 173. P. 201–211.

Catuneanu O. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls // *J. African Earth Sci.*, 2002. V. 35. P. 1–43.

Christie-Blick N., Grotzinger J.P., von der Borch C.C. Sequence stratigraphy in Proterozoic successions // *Geology*, 1988. V. 16. P. 100–104.

- Christie-Blick N., Dyson I.A., von der Borch C.C.* Sequence stratigraphy and the interpretation of Neoproterozoic earth history // *Precambrian Research*, 1995. V. 73. P. 3–26.
- Clapham M.E., Narbonne G.M.* Ediacaran epifaunal tiering // *Geology*, 2002. V. 30. P. 627–630.
- Clapham M.E., Narbonne G.M., Gehling J.G.* Paleocology of the oldest known animal communities: Ediacaran assemblages at Mistaken Point, Newfoundland // *Paleobiology*, 2003. V. 29. P. 527–544.
- Cody R.D.* Adsorption and the reliability of trace elements as environment indicators for shales // *J. Sed. Petrol.*, 1971. V. 41, No. 2. P. 461–471.
- Condie K.C.* Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // *Chem. Geol.*, 1993. V. 104. P. 1–37.
- Condie K.C., Wronkiewicz D.A.* The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 1990. V. 97. P. 256–267.
- Conway Morris S.* The fossil record and the early evolution of the Metazoa // *Nature*, 1993. V. 361. P. 219–225.
- Cook P.J.* Loss of boron from shells weathering and possible implications for the determination of paleosalinity // *Ibid.*, 1977. V. 268. P. 426–427.
- Couch E.L.* Calculation of paleosalinities from boron and clay minerals data // *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1971. V. 55. P. 1829–1837.
- Coussot P., Meunier M.* Recognition, classification and mechanical description of debris flows // *Earth-Science Reviews*, 1996. V. 40. P. 209–227.
- Cox R., Lowe D.* A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover // *J. Sediment. Research*, 1995. V. A65. P. 1–12.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L.* The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995. V. 59. P. 2919–2940.
- Crimes T.P., Legg I., Marcos A., Arboleya M.* Late Precambrian – low Lower Cambrian trace fossils from Spain // *Geol. J. Spec. Issue*, 1977. №. 9. P. 91–138.
- Cullers R.L.* The control on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, USA // *Chem. Geol.*, 1995. V. 123. P. 107–131.
- Curtis C.D.* Studies on the use of boron as a paleoenvironmental indicator // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1964. V. 28. P. 1125–1137.
- Davis B.E.* Applied soil trace elements. N. Y.: Wiley & Sons, 1980. 482 p.
- DeCelles P.G., Giles K.A.* Foreland basin systems // *Basin Research*, 1996. V. 8. P. 105–123.
- Degens E.T., Williams E.G., Keith M.L.* Environmental studies of carboniferous sediments. Part I: geochemical criteria for differentiating marine from fresh-water shales // *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1957. V. 41, No. 11. P. 2427–2455.
- Degens E.T., Williams E.G., Keith M.L.* Environmental studies of carboniferous sediments. Part II: application of geochemical criteria // *Ibid.*, 1958. V. 42, No. 5. P. 981–997.
- Dobson D.M., Dickens G.R., Rea D.K.* Terrigenous sediment on Ceara Rise: a Cenozoic record of South American orogeny and erosion // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Paleocol.*, 2001. V. 165. P. 215–229.
- Dong L., Xiao S., Shen B. et al.* Restudy of the worm-like carbonaceous compression fossils *Protoarenicola*, *Pararenicola*, and *Sinosabellidites* from early Neoproterozoic successions in North China // *Ibid.*, 2008. V. 258. P. 138–161.
- Dott R.H., Bourgeois J.* Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1982. V. 93. P. 663–680.
- Droser M.L., Gehling J.G.* Synchronous aggregate growth in an abundant new Ediacaran tubular organism // *Science*, 2008. V. 319. P. 1660–1662.
- Droser M.L., Gehling J.G., Jensen S.* Assemblage palaeocology of the Ediacara biota: the unabridged edition? // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeocol.*, 2006. V. 232. P. 131–147.
- Duke W.L., Arnott R.W.C., Cheel R.J.* Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: new insights on a stormy debate // *Geology*, 1991. V. 19. P. 625–628.
- Dumas S., Arnott R.W.C.* Origin of hummocky and swaley cross-stratification – The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate // *Ibid.*, 2006. V. 34, No. 12. P. 1073–1076.
- Dzik J.* Possible ctenophoran affinities of the Precambrian “sea-pen” *Rangea* // *J. Morphology*, 2002. V. 252. P. 315–334.

- Dzik J. Anatomical information content in the Ediacaran fossils and their possible zoological affinities // *Integrative and Comparative Biology*, 2003. V. 43. P. 114–126.
- Eriksson P.G., Reczko B.F.F., Piper D.P. An interpretation of boron contents within a Palaeoproterozoic volcano-sedimentary succession: Pretoria Group, Transvaal Supergroup, South Africa // *Precambrian Research*, 1996. V. 78. P. 273–287.
- Eyles N., Clark B.M. Significance of hummocky and swaley cross-stratification in late Pleistocene lacustrine sediments of the Ontario basin, Canada // *Geology*, 1986. V. 14. P. 679–682.
- Fedonkin M.A. Vendian faunas and the early evolution of Metazoa // *Origin and early evolution of the Metazoa* / J.H. Lipps, P.W. Signor (Eds.) N. Y.: Plenum, 1992. P. 87–129.
- Fedonkin M.A., Waggoner B.M. The late Precambrian fossil *Kimberella* is a mollusc-like bilaterian organism // *Nature*, 1997. V. 388. P. 868–871.
- Fedonkin M.A., Simonetta A., Ivantsov A.Y. New data on *Kimberella*, the Vendian mollusc-like organism (White Sea region, Russia): palaeoecological and evolutionary implications // *The rise and fall of the Ediacaran biota* / P. Vickers-Rich, P. Komarower (Eds.) Bath, UK: The Geological Society, 2007. P. 157–179. (Geological Society. London, Special Publications, 286).
- Fedonkin M.A., Gehling J.G., Grey K. et al. *The rise of animals: evolution and diversification of the kingdom Animalia*. Baltimore: The Johns Hopkins University Press, 2008. 343 p.
- Fenchel T. Formation of laminated cyanobacterial mats in the absence of benthic fauna // *Aquatic Microb. Ecol.*, 1998. V. 14. P. 235–240.
- Fenchel T., Kühl M. Artificial cyanobacterial mats: growth, structure, and vertical zonation patterns // *Microb. Ecol.*, 2000. V. 40. P. 85–93.
- Foreland basins / P.A. Allen, P. Howewood (Eds.) Oxford: Blackwell, 1986. 462 p.
- Garver J.J., Royce P.R., Smick T.A. Chromium and nickel in shale of the Tacinic foreland: a case study for the provenance of fine-grained sediments with an ultramafic source // *J. Sediment. Res.*, 1996. V. 66, No. 1. P. 100–106.
- Gehling J.G. A cnidarian of actinian-grade from the Ediacaran Pound Subgroup, South Australia // *Alcheringa*, 1988. V. 12. P. 299–314.
- Gehling J.G. The case for Ediacaran fossil roots to the Metazoan tree // *The world of Martin F. Glaessner* / B.P. Radhakrishna (Ed.) Bangalore: Geological Society India, 1991. P. 181–224. (Geol. Soc. of India Memoir, 20).
- Gehling J.G. Microbial mats in the terminal Proterozoic siliciclastics: Ediacaran death masks // *Palaios*, 1999. V. 14. P. 40–57.
- Gehling J.G. Environmental interpretation and a sequence stratigraphic framework for the terminal Proterozoic Ediacara Member within the Rawnsley Quartzite, South Australia // *Precambrian Research*, 2000. V. 100. P. 65–95.
- Gehling J.G., Rigby J.K. Long expected sponges from the Neoproterozoic Ediacara fauna of South Australia // *J. Paleontol.*, 1996. V. 70. P. 185–195.
- Gehling J.G., Narbonne G.M., Anderson M.M. The first named Ediacaran body fossil, *Aspidella terranova* // *Palaentology*, 2000. V. 43. P. 427–456.
- Gerdes G. Structures left by modern microbial mats in their host sediments // *Atlas of microbial mat features preserved within the siliciclastic rock record* / J. Schieber, P.K. Bose, P.G. Eriksson et al. (Eds.) Amsterdam: Elsevier, 2007. P. 5–38.
- Gerdes G., Klenke T., Noffke N. Microbial signatures in peritidal siliciclastic sediments: a catalogue // *Sedimentology*, 2000. V. 47. P. 279–308.
- Girty G.H., Hanson A.D., Knaack C., Johnson D. Provenance determined by REE, Th, Sc analyses of metasedimentary rocks, Boyden Cave Roof Pendant, central Sierra Nevada, California // *J. Sediment. Res.*, 1994. V. B64. P. 68–73.
- Glaessner M.F. *The dawn of animal life: a biohistorical study*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 1984. xii + 244 p.
- Glaessner M.F., Walter M.R. New Precambrian fossils from the Arumbera Sandstone, Northern Territory, Australia // *Alcheringa*, 1975. V. 1. P. 59–69.
- Grazhdankin D. The Ediacaran genus *Inaria*: a taphonomic/morphodynamic analysis // *Neues Jahrbuch für Geol. und Paläontol., Abhandlungen*, 2000. V. 216. P. 1–34.
- Grazhdankin D. Patterns of distribution in the Ediacaran biotas: facies versus biogeography and evolution // *Paleobiology*, 2004a. V. 30. P. 203–221.
- Grazhdankin D. V. Late Neoproterozoic sedimentation in the Timan foreland // *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica* / D.G. Gee, V.L. Pease (Eds.) L.: Geol. Soc., 2004b. P. 37–46.

- Grazhdankin D.V., Gerdes G.* Ediacaran microbial colonies // *Lethaia*, 2007. V. 40. P. 201–210.
- Grazhdankin D.V., Ivantsov A.Yu.* Reconstructions of biotopes of ancient Metazoa of the late Vendian White Sea biota // *Paleontol. J.*, 1996. V. 30. P. 674–678.
- Grazhdankin D., Seilacher A.* Underground Vendobionta from Namibia // *Palaeontology*, 2002. V. 45. P. 57–78.
- Grazhdankin D.V., Seilacher A.* A re-examination of the Nama-type Vendian organism *Rangaea schneiderhoehni* // *Geol. Mag.*, 2005. V. 142. P. 571–582.
- Grazhdankin D.V., Balthasar U., Nagovitsin K.E., Kochnev B.B.* Carbonate-hosted Avalon-type fossils in arctic Siberia // *Geology*, 2008. V. 36, No. 10. P. 803–806.
- Greenwood B., Sherman D.J.* Hummocky cross-stratification in the surf zone: flow parameters and bedding genesis // *Sedimentology*, 1986. V. 33. P. 33–45.
- Grim R.E., Bradley W.F.* Structural implications in diagenesis // *Geol. Rundschau*, 1955. V. 43. P. 469–474.
- Gu X.X.* Geochemical characteristics of the Triassic Tethys-turbidites in northwestern Sichuan, China: implications for provenance and interpretation of the tectonic setting // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. V. 58. P. 4615–4631.
- Harms J.C., Southard J.B., Walker R.G.* Structures and sequences in clastic rocks. Calgary: SEPM, 1982. 249 p.
- Harnois L.* The CIW index: a new chemical index of weathering // *Sediment. Geol.*, 1988. V. 55, No. 3–4. P. 319–322.
- Hatch J.R., Leventhal J.S.* Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, U.S.A. // *Chem. Geol.*, 1992. V. 99. P. 65–82.
- Herron M.M.* Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *J. Sediment. Petrol.*, 1988. V. 58. P. 820–829.
- Hofmann H.J.* Proterozoic carbonaceous films // *The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study* / J.W. Schopf, C. Klein (Eds.) N. Y.: Cambridge University Press, 1992. P. 349–367.
- Hofmann H.J.* Proterozoic carbonaceous compressions («metaphytes» and «worms») // *Early life on Earth. Nobel Symposium No. 84* / S. Bengtson (Ed.) N. Y.: Columbia University Press, 1994. P. 342–357.
- Hofmann H.J., O'Brien S.J., King A.F.* Ediacaran biota on Bonavista Peninsula, Newfoundland, Canada // *J. Paleontol.*, 2008. V. 82, No. 1. P. 1–36.
- Jahn B.-M., Condie K.C.* Evolution of the Kaapvaal Craton as viewed from geochemical and Sm-Nd isotopic analyses of intracratonic pelites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995. V. 59. P. 2239–2258.
- Jenkins R.J.F.* Functional and ecological aspects of Ediacaran assemblages // *Origin and early evolution of the Metazoa* / J.H. Lipps, P.W. Signor (Eds.) N. Y.: Plenum, 1992. P. 131–176.
- Jensen S., Palacios T., Marti Mus T.* A brief review of the fossil record of the Ediacaran–Cambrian transition in the area of Montes de Toledo–Guadalupe, Spain // *The rise and fall of the Ediacaran biota* / P. Vickers-Rich, P. Komarow (Eds.) Bath, UK: The Geological Society, 2007. P. 223–235. (Geological Society, London, Special. Publications, 286)
- Jones B., Manning D.A.C.* Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // *Chem. Geol.*, 1994. V. 111. P. 111–129.
- Keith M.L., Degens E.T.* Geochemical indicators of marine and fresh-water sediments // *Res. in Geochem.* / P.H. Abelson (Ed.) N. Y.; London: Wiley, 1959. P. 38–61.
- Kneller B., Buckee C.* The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications // *Sedimentology*, 2000. V. 47 (Suppl. 1). P. 62–94.
- Kreisa R.D.* Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of southwestern Virginia // *J. Sediment. Petrol.*, 1981. V. 51, No. 3. P. 823–848.
- Krumbein W.E., Paterson D.M., Stal L.J.* (Eds.) Biostabilization of sediments. Oldenburg: Bibliotheks und Informationssystem der Universität Oldenburg, 1994. ix + 529 p.
- Kumar S., Pandey S.K.* *Arumberia* and associated fossils from the Neoproterozoic Maihar Sandstone, Vindhyan Supergroup, Central India // *J. Palaeontol. Soc. of India*, 2008. V. 53, No. 1. P. 83–97.
- Laflamme M., Narbonne G.M.* Ediacaran fronds // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 2008. V. 258. P. 162–179.
- Lamb M.P., Myrow P.M., Lukens C. et al.* Deposits from wave-influenced turbidity currents: Pennsylvanian Minturn Formation, Colorado, U.S.A. // *J. Sediment. Res.*, 2008. V. 78. P. 480–498.
- Landergrén S., Carvajal M.C.* Contribution to the geochemistry of boron. III. The relationship between boron concentration in marine clay sediments the salinity of the depositional environments expressed as an adsorption isotherm // *Arkiv för Mineral. och Geol.*, 1974. V. 5, No. 11. P. 11–22.

- Leonov M.V.* Comparative taphonomy of Vendian genera *Beltanelloides* and *Nemiana*: taxonomy and lifestyle // *The rise and fall of the Ediacaran biota* / P. Vickers-Rich, P. Komarower (Eds.). (Geological Society, London, Special Publications, 286) Bath, UK: The Geol. Soc., 2007. viii + 456 p.
- Ludwig K.R.* A plotting and regression program for radiogenic-isotope data // *U.S. Geol. Surv. Open-File Repository*, 1992. 40 p.
- Ludwig K.R.* SQUID 1.00. A User's Manual. Berkeley Geochronology Center. Special Publication, 2000. No. 2. 22 p.
- Ludwig K.R.* Isoplot/Ex, version 2.49: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publications, 1a, 2001. 55 p.
- Martin A.J.* Flaser and wavy bedding in ephemeral streams: a modern and an ancient example // *Sediment. Geol.*, 2000. V. 136. P. 1–5.
- Martin M.W., Grazhdankin D.V., Bowring S.A. et al.* Age of Neoproterozoic bilaterian body and trace fossils, White Sea, Russia: implications for Metazoan evolution // *Science*, 2000. V. 288. P. 841–845.
- McLeod P., Carey S., Sparks R.S.J.* Behaviour of particle-laden flows into the ocean: experimental simulation and geological implications // *Sedimentology*, 1999. V. 46. P. 523–536.
- McCall G.J.H.* The Vendian (Ediacaran) in the geological record: enigmas in geology's prelude to the Cambrian explosion // *Earth-Science Rev.*, 2006. V. 77. P. 1–229.
- McLennan S.M.* Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes // *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements* / B.R. Lipin, G.A. McKay (Eds). *Rev. in Mineral.*, 1989. V. 21. P. 169–200.
- McLennan S.M., Taylor S.R.* Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends // *J. Geol.*, 1991. V. 99. P. 1–21.
- McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B.* Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1990. V. 54. P. 2015–2050.
- Milliman J.D., Syvitski J.P.M.* Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers // *J. Geol.*, 1992. V. 100. P. 525–544.
- Mulder T., Syvitski J.P.M.* Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the World Oceans // *J. Geol.*, 1995. V. 103. P. 285–299.
- Mulder T., Syvitski J.P.M., Skene K.I.* Modeling of erosion and deposition by turbidity currents generated at river mouths // *J. Sediment. Res.*, 1998. V. 68, No. 1. P. 124–137.
- Mulder T., Syvitski J.P.M., Migeon S. et al.* Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review // *Marine and Petrol. Geol.*, 2003. V. 20. P. 861–882.
- Mutti E., Bernoulli D., Ricci Lucchi F., Tinterri R.* Turbidites and turbidity currents from Alpine 'flysch' to the exploration of continental margins // *Sedimentology*, 2009. V. 56. P. 267–318.
- Myrow P.M.* Bypass-zone tempestite facies model and proximity trends for an ancient muddy shoreline and shelf // *J. Sediment. Petrol.*, 1992. V. 62, No. 1. P. 99–115.
- Myrow P.M., Southard J.B.* Tempestite deposition // *J. Sediment. Res.*, 1996. V. 66, No. 5. P. 875–887.
- Myrow P.M., Fischer W., Goodge J.W.* Wave-modified turbidites: combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica // *Ibid*, 2002. V. 72, No. 5. P. 641–656.
- Nakajima T.* Hyperpycnites deposited 700 km away from river mouths in the central Japan Sea // *Ibid*, 2006. V. 76. P. 60–73.
- Narbonne G.M.* Modular construction early Ediacaran complex life forms // *Science*, 2004. V. 305. P. 1141–1144.
- Narbonne G.M.* The Ediacara biota: Neoproterozoic origin of animals and their ecosystems // *Ann. Rev. Earth and Planetary Sci.*, 2005. V. 33. P. 421–442.
- Narbonne G.M., Gehling J.G.* Life after snowball: the oldest complex Ediacaran fossils // *Geology*, 2003. V. 31, No. 1. P. 27–30.
- Narbonne G.M., Laflamme M., Greentree C., Trusler P.* Reconstructing a lost world: Ediacaran rangeomorphs from Spaniard's Bay, Newfoundland // *J. Paleontol.*, 2009. V. 83, No. 4. P. 503–523.
- Nesbitt H.W.* Mobility and fractionation of rare elements during weathering of a granodiorite // *Nature*, 1979. V. 279. P. 206–210.
- Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Ibid*, 1982. V. 299. P. 715–717.
- Noffke N., Gerdes G., Klenke T., Krumbein W.E.* Microbially induced sedimentary structures – a new category within the classification of primary sedimentary structures // *J. Sed. Res.*, 2001. V. 71. P. 649–656.

Noffke N., Gerdes G., Klenke T. Benthic cyanobacteria and their influence on the sedimentary dynamics of peritidal depositional systems (siliciclastic, evaporitic salty, and evaporitic carbonatic) // *Earth-Science Rev.*, 2003. V. 62. P. 163–176.

Normark W.R., Piper D.J.W. Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record // *From shoreline to abyss: contributions in marine geology in honor of Francis Parker Shepard / R.H. Osborne (Ed.)* Tulsa, Oklahoma: SEPM, 1991. P. 207–230.

Nøtvedt A., Kreisa R.D. Model for the combined-flow origin of hummocky cross-stratification // *Geology*, 1987. V. 15. P. 357–361.

Panahi A., Young G.M. A geochemical investigation into the provenance of the Neoproterozoic Port Askaig Tillite, Dalradian Supergroup, western Scotland // *Precambrian Research*, 1997. V. 85. P. 81–96.

Parsons J.D., Bush J.W.M., Syvitski J.P.M. Hyperpycnal plume formation from riverine outflows with small sediment concentrations // *Sedimentology*, 2001. V. 48. P. 465–478.

Passchier S., Whitehead J.M. Anomalous geochemical provenance and weathering history of Plio-Pleistocene glaciomarine fjord strata, Bardin Bluffs Formation, East Antarctica // *Ibid.*, 2006. V. 53. P. 929–942.

Pacześa. 124. Upper Vendian and Lower Cambrian ichnocoenoses of Lublin Region // *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 1986. V. 355. P. 31–47

Pease V., Dovshikova E., Beliakova L., Gee D.G. Late Neoproterozoic granitoid magmatism in the Pechora Basin basement, NW Russia: geochemical constraints indicate westward subduction beneath NE Baltica // *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / D.G. Gee, V. L. Pease (Eds.)* (Geological Society, London, Memoirs). 2004. V. 30. P. 75–85.

Perry E.D. Diagenesis and the validity of the boron paleosalinity technique // *Am. J. Sci.*, 1972. V. 272. P. 150–160.

Peter J.M. Ancient iron formations: their genesis and use in the exploration for stratiform base metal sulphide deposits, with examples from the Bathurst Mining Camp // *Geochemistry of sediments and sedimentary rocks: evolutionary considerations to mineral deposit-forming environments / D.R. Lentz (Ed.)* Geological Association of Canada. *GeoText* 4, 2003. P. 145–176.

Peterson K.J., Waggoner D., Hagadorn J.W. A fungal analog for Newfoundland Ediacaran fossil? // *Integrative and Comparative Biology*, 2003. V. 43. P. 127–136.

Pflug H.D. Zur Fauna der Nama-Schichten in Südwest-Afrika. I. Pteridinia, Bau und Systematische Zugehörigkeit // *Palaeontographica Abt. A.*, 1970a. V. 134. P. 226–262.

Pflug H.D. Zur Fauna der Nama-Schichten in Südwest-Afrika. II. Rangeidae, Bau und Systematische Zugehörigkeit // *Ibid.*, 1970b. V. 135. P. 198–231.

Pflug H.D. Zur Fauna der Nama-Schichten in Südwest-Afrika. III. Ernieitomorpha, Bau und Systematik // *Ibid.*, 1972. V. 139. P. 134–170.

Pflug H.D. Vor- und Frühgeschichte der Metazoen // *N. Jahrb. für Geol. und Paläontol., Abhandlungen*, 1974. V. 145. P. 328–374.

Posamentier H.W., Allen G.P. Siliciclastic sequence-stratigraphic patterns in foreland ramp-type basins // *Geology*, 1993. V. 21. P. 455–458.

Posamentier H.W., Allen G.P., James D.P., Tesson M. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance // *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 1992. V. 76. P. 1687–1709.

Potter P.E., Shimp N.F., Witters J. Trace elements in marine and fresh-water argillaceous sediments // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1963. V. 27. P. 669–694.

Prave A.R., Duke W.L. Small-scale hummocky cross-stratification in turbidites: a form of antidune stratification? // *Sedimentology*, 1990. V. 37. P. 531–539.

Rachold V., Brumsack H.-J. Inorganic geochemistry of Albian sediments from the Lower Saxony Basin NW Germany: palaeoenvironmental constraints and orbital cycles // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 2001. V. 174. P. 121–143.

Retallack G.J. Were the Ediacaran fossils lichens? // *Paleobiology*, 1994. V. 20. P. 523–544.

Retallack G.J. Soils of the past. An introduction to paleopedology. Oxford: Blackwell Science, 2001. xii + 404 p.

Retallack G.J. Growth, decay and burial compaction of Dickinsonia, an iconic Ediacaran fossil // *Alcheringa*, 2007. V. 31. P. 215–240.

Rimmer S.M. Geochemical paleoredox indicators in Devonian–Mississippian black shales, Central Appalachian Basin (USA) // *Chem. Geol.*, 2004. V. 206. P. 373–391.

Rudnik R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust // *Treatise on Geochem.*, 2003. V. 3. P. 1–64.

- Rubin D.M.* Cross-bedding, bedforms, and paleocurrents. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Concepts in Sedimentology and Paleontology. V. 1. 1987. vii +187 p.
- Runnegar B.N.* Oxygen and the early evolution of the metazoa // *Metazoan life without oxygen / C. Bryant (Ed.)*. L.: Chapman and Hall, 1991. P. 65–87.
- Runnegar B.N.* Proterozoic fossils of soft-bodied metazoans (Ediacara faunas) // *The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study / J.W. Schopf, C. Klein (Eds.)*. N. Y.: Cambridge University Press, 1992. P. 999–1007.
- Runnegar B.N.* Vendobionta or Metazoa? Developments in understanding the Ediacara “fauna” // *N. Jahrb. für Geol. und Paläontol., Abhandlungen*, 1995. V. 195. P. 303–318.
- Savazzi E.* A new reconstruction of *Protolyellia* (Early Cambrian psammocoral) // *The rise and fall of the Ediacaran biota / P. Vickers-Rich, P. Komarow (Eds.)*. Bath, UK: Geol. Soc. 2007. P. 339–353. (Geological Society, London, Special Publications, 286).
- Saylor B.Z.* Sequence stratigraphy and carbonate-siliciclastic mixing in a terminal Proterozoic foreland basin, Urusis Formation, Nama Group, Namibia // *J. Sediment. Res.*, 2003. V. 73, No. 2. P. 264–279.
- Schieber J., Bose P.K., Eriksson P.G. et al. (Eds.)* Atlas of microbial mat features preserved within the siliciclastic rock record. Amsterdam: Elsevier, 2007. xii + 311 p.
- Seilacher A.* Vendozoa: organismic construction in the Proterozoic biosphere // *Lethaia*, 1989. V. 22. P. 229–239.
- Seilacher A.* Vendobionta and Psammocorallia: lost constructions of Precambrian evolution // *J. the Geol. Soc. L.*, 1992. V. 149. P. 607–613.
- Seilacher A., Goldring R.* Class Psammocorallia (Coelenterata, Vendian–Ordovician): recognition, systematics, and distribution // *GFF*, 1996. V. 118. P. 207–216.
- Seilacher A., Pflüger F.* From biomas to benthic agriculture: a biohistoric revolution // *Biostabilization of sediments / W.E. Krumbein, D.M. Paterson, L.J. Stal (Eds.)*. Oldenburg: Bibliotheks und Informationssystem der Universität Oldenburg, 1994. P. 97–105.
- Seilacher A., Grazhdankin D., Legouta A.* Ediacaran Biota: the dawn of animal life in the shadow of giant protists // *Palaeontol. Res.*, 2003. V. 7. P. 43–54.
- Shen B., Dong L., Xiao S., Kowalewski M.* The Avalon explosion: evolution of Ediacaran morphospace // *Science*, 2008. V. 319. P. 81–84.
- Sinclair H.D.* Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: an Alpine perspective // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1997. V. 109. P. 324–346.
- Sohn Y.K., Rhee C.W., Kim B.C.* Debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits in an alluvial fan, northwestern part of the Cretaceous Yongdong Basin, Central Korea // *J. Geol.*, 1999. V. 107. P. 111–132.
- Sparks R.S.J., Bonnezeze R.T., Huppert H.E. et al.* Sediment-laden gravity currents with reversing buoyancy // *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 1993. V. 114. P. 243–257.
- Steiner M., Reüner J.* Evidence of organic structures in Ediacara-type fossils and associated microbial mats // *Geology*, 2001. V. 29. P. 1119–1122.
- Stockmal G.S., Cant D.J., Bell J.S.* Relationship of the stratigraphy of the western Canada foreland basin to Cordilleran tectonics: insights from geodynamic models // *Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir*, 1992. V. 55. P. 107–124.
- Stratigraphic evolution of foreland basins / S.L. Dorobek, G.M. Ross (Eds). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication No. 52. 1995. 310 p.
- Sun W.G., Wang G.X., Zhou B.H.* Macroscopic worm-like body fossils from the upper Precambrian (900–700 Ma), Huainan district, Anhui, China and their stratigraphic and evolutionary significance // *Precambrian Research*, 1986. V. 31. P. 377–403.
- Swift D.J.P., Figueiredo A.G., Freeland G.L., Oertel G.F.* Hummocky cross-stratification and megaripples: a geological double standard? // *J. Sediment. Petrol.*, 1983. V. 53, No. 4. P. 1295–1317.
- Swift D.J.P., Phillips S., Thorne J.A.* Sedimentation on continental margins, IV: lithofacies and depositional systems // *Shelf sand and sandstone bodies: geometry, facies, and sequence stratigraphy / D.J.P. Swift, G.F. Oertel, R.W. Tillman, J.A. Thorne (Eds.)*. Oxford: Blackwell, 1991. P. 89–152.
- Tang F., Yin C., Bengtson S. et al.* A new discovery of macroscopic fossils from the Ediacaran Doushantuo Formation in the Yangtze Gorges area // *Chin. Sci. Bull.*, 2006. V. 51, No. 12. P. 1487–1493.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The chemical evolution of the continental crust // *Rev. of Geophys.*, 1995. V. 33. P. 241–265.
- Tintneri R., Drago M., Consonni A. et al.* Modelling subaqueous bipartite sediment gravity flows on the basis of outcrop constraints: first results // *Marine and Petrol. Geol.*, 2003. V. 20. P. 911–933.

- Turgeon S., Brumsack H.-J.* Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbri–Marche basin of central Italy // *Chem. Geol.*, 2006. V. 234. P. 321–339.
- Tyson R.V., Pearson T.H.* Modern and ancient continental shelf anoxia: an overview // *Modern and ancient continental shelf anoxia* / R.V. Tyson, T.H. Pearson (Eds.) Geological Society, London, Special Publications, 58. L.: Geol. Soc., 1991. P. 1–24.
- Vidal G.* Are late Proterozoic carbonaceous megafossils metaphytic algae or bacteria? // *Lethaia*, 1989. V. 22. P. 375–379.
- Visser J.N.J., Young G.M.* Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permian–Carboniferous glaciogenic Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa // *Palaeogeog., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 1990. V. 81. P. 49–57.
- Waggoner B.M.* Biogeographic analyses of the Ediacara biota: a conflict with paleotectonic reconstructions // *Paleobiology*, 1999. V. 25. P. 440–458.
- Waggoner B.M.* The Ediacaran biotas in space and time // *Integrative and Comparative Biology*, 2003. V. 43. P. 104–113.
- Walker C.T.* Paleosalinity in Upper Viséan Yoredale formation of England – geochemical method for location porosity // *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 1964. V. 48. P. 207–220.
- Walker C.T.* Evaluation of boron as a paleosalinity indicator and its application to offshore prospects // *Ibid*, 1968. V. 52, No. 5. P. 751–766.
- Walker C.T., Price N.B.* Departure curves for computing paleosalinity from boron in illites and shales // *Ibid*, 1963. V. 47. P. 833–841.
- Walker R.G., Duke W.L., Leckie D.A.* Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: discussion and reply // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1983. V. 94. P. 1245–1251.
- Wang Y., Wang X.* Macroalgal holdfasts and their interaction with environments from the Neoproterozoic Doushantuo Formation in Guizhou, South China // *Frontiers of Biology in China*, 2008. V. 3, No. 1. P. 113–122.
- Wignall P.B., Myers K.J.* Interpreting the benthic oxygen levels in mudrocks: a new approach // *Geology*, 1988. V. 16. P. 452–455.
- Wright L.D.* Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1977. V. 88. P. 857–868.
- Wronkiewicz D.J., Condie K.C.* Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1987. V. 51. P. 2401–2416.
- Wronkiewicz D.J., Condie K.C.* Geochemistry and mineralogy of sediments from the Ventersdorp and Transvaal Supergroups, South Africa: cratonic evolution during the early Proterozoic // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1990. V. 54. P. 343–354.
- Xiao S., Dong L.* On the morphological and ecological history of Proterozoic macroalgae // *Neoproterozoic geobiology and paleobiology* / S. Xiao, A.J. Kaufman (Eds.) Dordrecht; Netherlands: Springer, 2006. P. 57–90.
- Xiao S., Yuan X., Steiner M., Knoll A.H.* Macroscopic carbonaceous compressions in Terminal Proterozoic shale: a systematic reassessment of the Miaohé biota, South China // *J. Paleontol.*, 2002. V. 76, No. 2. P. 247–376.
- Young G.M., Nesbitt H.W.* Geochemical investigation of the paleoclimatology and provenance of the Paleoproterozoic Gowganda Formation, Ontario, Canada // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1999. V. 111. P. 264–274.
- Young G.M., Minter W.E.L., Theron J.N.* Geochemistry and palaeogeography of upper Ordovician glaciogenic sedimentary rocks in the Table Mountain Group, South Africa // *Palaeogeog., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 2004. V. 214. P. 323–345.
- Zhu M., Gehling J.G., Xiao S. et al.* Eight-armed Ediacara fossil preserved in contrasting taphonomic windows from China and Australia // *Geology*, 2008. V. 36, No. 11. P. 867–870.
- Zhuravlev A.Y.* Were the Ediacaran Vendobionta multicellulars? // *N. Jahrb. für Geol. und Paläontol. Abhandlungen*, 1993. V. 190. P. 299–314.

Соколов Б.С. Стратиграфическое положение венда (вместо предисловия)	3
Введение	8
Глава 1. Литостратиграфия сыльвицкой серии	16
1.1. Старопечнинская свита	17
1.2. Перевалокская свита	21
1.3. Чернокаменная свита	26
1.4. Усть-сыльвицкая свита	53
Глава 2. Вещественный состав сыльвицкой серии	55
2.1. Состав песчаников и диамиктитов	55
2.2. Состав тонкозернистых пород	57
Глава 3. Фациальная изменчивость сыльвицкой серии	68
3.1. Фация тонкослоистых алевролитов и аргиллитов	68
3.2. Фация переслаивающихся алевролитов и песчаников	70
3.3. Фация переслаивающихся песчаников	71
3.4. Фация волнисто-слоистых песчаников	72
3.5. Фация песчаников с многоэтажной косой слоистостью	74
3.6. Фация песчаников с мультислойной косой слоистостью	75
3.7. Фация диамиктитов	76
Глава 4. Генетическая и формационная интерпретация отложений сыльвицкой серии	78
Глава 5. Макропалеонтологическая характеристика сыльвицкой серии	86
5.1. Современные представления о природе остатков	86
5.2. Отпечатки и слепки мягкотелых организмов в сыльвицкой серии	89
5.3. Уплотненные органостенные макроостатки в сыльвицкой серии	92
5.4. Особенности распределения ископаемых остатков по разрезу	92
Глава 6. Литогеохимические особенности тонкозернистых алюмосиликатных пород сыльвицкой серии	98
6.1. Литохимические особенности	100
6.2. Геохимическая специализация	112
Глава 7. Литогеохимические индикаторы среды формирования отложений сыльвицкой серии	135
7.1. Палеоклиматические обстановки	136
7.2. Состав пород в источниках сноса	148
7.3. Окислительно-восстановительные обстановки	177
7.4. Эксгальционная активность в палеобассейне	183
7.5. Палеосоленость	185
Глава 8. Изотопно-геохронологические данные о возрасте сыльвицкой серии	192

Глава 9. Среднеуральский сегмент в составе поздневендского Мезенского палеобассейна	214
9.1. Секвентная стратиграфия валдайской серии юго-восточного Беломорья	215
9.2. Разрез скважины Котлас (парастратотип валдайской серии)	222
9.3. Трассирование латеральных фациальных рядов (Мезенский палеобассейн) . .	228
9.4. Секвенс-стратиграфическая архитектура сыльвицкой серии	230
9.5. Корреляция разрезов юго-восточного Беломорья и Среднего Урала на основе секвентной стратиграфии	234
9.6. Трассирование латеральных фациальных рядов (Московский палеобассейн) .	238
9.7. Геохимическая характеристика тонкозернистых пород поздневендского Мезенского палеобассейна	240
9.8. Архитектура поздневендского Мезенского предгорного палеобассейна	251
Глава 10. Осадочные системы сыльвицкой серии	254
10.1. Старопечнининско-перевалокская осадочная система подводных илистых равнин	254
10.2. Вилухинская осадочная система предельты	255
10.3. Шурышская осадочная система подводных конусов выноса	256
10.4. Синекаменско-кобылоостровская осадочная система дельтовой равнины . .	257
Заключение	259
Список литературы	263

Научное издание

**Дмитрий Владимирович Гражданкин, Андрей Викторович Маслов,
Михаил Тихонович Крупенин, Юрий Лазаревич Ронкин**

**ОСАДОЧНЫЕ СИСТЕМЫ СЫЛЬВИЦКОЙ СЕРИИ
(верхний венд Среднего Урала)**

Рекомендовано к изданию учеными советами
Института геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН,
Института нефтегазовой геологии и геофизики
им. А.А. Трофимука СО РАН и НИСО УрО РАН

Редактор **Ю.Б. Корнилов**
Технический редактор **Е.М. Бородулина**
Корректор **Г.Н. Старкова**
Компьютерная верстка **Е.В. Илюшкиной**

ISBN 978-5-7691-2147-0



9 785769 121470

НИСО УрО РАН № 26(10) – 34. Сдано в набор 02.09.10. Подписано в печать 03.12.10.
Формат 70×100 1/16 Бумага типографская. Печать офсетная. Усл. печ. л. 23.
Уч.-изд. л. 25. Тираж 200 экз. Заказ № 261.

Оригинал-макет изготовлен в РИО УрО РАН.
620219, Екатеринбург, ГСП-169, ул. Первомайская, 91.

Отпечатано в типографии
«Уральский центр академического обслуживания».
620219, Екатеринбург, ул. Первомайская, 91..

