

**НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ТОНКОЗЕРНИСТЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД
СЕРЕБРЯНСКОЙ И СЫЛВИЦКОЙ СЕРИЙ СРЕДНЕГО УРАЛА**

**А.В. Маслов, М.Т. Крупенин, Г.А. Петров, Ю.Л. Ронкин,
О.П. Лепихина, А.Ю. Корнилова**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620151, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mail: maslov@igg.uran.ru*

Поступила в редакцию 3 апреля 2006 г.

Рассмотрены результаты анализа геохимических особенностей (модули Страхова и Бострёма, нормированные на хондрит и NASC спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), ЛРЗЭ/ТРЗЭ^{NASC}, Eu/Eu*^{NASC}, Ce/Ce*^{NASC}, Zr/Hf, Ce/La и др.) глинистых сланцев серебрянской и сылвицкой серий венда Кваркушко-Каменногорского антиклинория. Установлено, что глинистые сланцы и аргиллиты танинской, гаревской, койвинской и бутонской свит серебрянской серии, а также старопечнинской, перевалокской и усть-сылвицкой свит сылвицкой серии не содержат в своем составе эксгальтивного материала и принадлежат к «обычным» терригенным образованиям. В разрезах керносской свиты представлены глинистые сланцы трех разновидностей: 1) обычные терригенные образования; 2) породы с примесью эксгальционного материала (в нормированных на NASC спектрах распределения РЗЭ в них преобладают тяжелые лантаноиды и наблюдается отрицательная Ce/Ce*^{NASC} аномалия); 3) породы с существенной долей продуктов размыва основных магматических образований (индикатор – положительная Eu/Eu*^{NASC} аномалия). Присутствие последних только в составе керносской свиты указывает на то, что в раннем венде на рассматриваемой нами территории существовал только один крупный эпизод основного магматизма, оказавший заметное влияние на процессы накопления субсинхронных ему осадочных образований. Аргиллиты чернокаменной свиты, исходя из типичных для них значений титанового и алюминиевого модулей, также в подавляющем большинстве не содержат примеси гидротермального материала. Только в двух образцах данного уровня отчетливо выражена отрицательная Ce/Ce*^{NASC} аномалия, а тяжелые РЗЭ преобладают над легкими, что позволяет предполагать присутствие в них эксгальтивных компонентов. В то же время значения отношений Ce/La и Zr/Hf и в этих образцах сопоставимы с типичными для обычных терригенных отложений. Высказано предположение, что накопление осадочных последовательностей раннего венда Кваркушко-Каменногорского антиклинория происходило в морских обстановках, сходных по ряду параметров с обстановками эмбриональных стадий раскрытия океанических бассейнов. Общий объем поступавших в бассейн гидротермальных компонентов был, по всей видимости, весьма незначительным и, кроме того, подвергался интенсивному разубоживанию терригенным материалом.

Ключевые слова: *венд, Средний Урал, Кваркушко-Каменногорской антиклинорий, тонкозернистые терригенные породы, геохимия, РЗЭ, эксгальционный материал.*

**CERTAIN GEOCHEMICAL FEATURES AND CONDITIONS OF SEDIMENTATION
OF FINE-GRAINED TERRIGENOUS ROCKS OF SEREBRYANKA
AND SYLVITSA GROUPS (MIDDLE URALS)**

A.V. Maslov, M.T. Krupenin, G.A. Petrov, Yu.L. Ronkin, O.P. Lepikhina, A.Yu. Kornilova
Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

Results of the analysis of geochemical features of the Vendian Serebryanka and Sylvitsa groups shales and argillites were considered (Strakhov & Bostrom modules, normalized on chondrite and NASC spectra of REE, LREE/HREE^{NASC}, Eu/Eu*^{NASC}, Ce/Ce*^{NASC}, Zr/Hf, Ce/La and others). It was estab-

lished that shales and argillites of the Serebryanka group Tanin, Garevka, Koiva and Buton formations, as well as of the Sylvitsa group Starye Pechi, Perevalok and Ust-Sylvitsa formations do not contain an exhalative material and belong to «usual» terrigenous deposits. In the Kernos formation there are three variety of shales: 1) usual terrigenous rocks; 2) rocks with an admixture of exhalational material (in normalized on NASC spectra of REE in these sediments heavy lanthanoids prevail and a negative Ce/Ce^{*NASC} anomaly is observed); 3) rocks with sufficient share of fine-grained basaltic detritus (an indicator is a positive Eu/Eu^{*NASC} anomaly). The presence of the last ones merely in the Kernos formation points to the fact that during Early Vendian in the territory of modern Kvar Kush-Kamennogorsk anticlinorium only one main episode of the basaltic magmatism is existed, that noticeably influenced upon the sedimentary processes subsynchronous to it. The Cherny Kamen formation argillites proceeding from typical values of titanium and aluminium modules in their overwhelming majority do not contain admixture of hydrothermal material too; merely in two samples of this lithostratigraphic unit it is clearly expressed a negative Ce/Ce^{*NASC} anomaly, and heavy REE dominate over the light ones, that makes it possible to assume the presence of the exhalative components. At the same time the values of Ce/La and Zr/Hf ratios in these samples are comparable with typical terrigenous deposits. An assumption was made that sedimentary successions of the Serebryanka group were formed in marine environments similar on a number of parameters to the embryonal stages of the oceanic basin opening. A general volume of the hydrothermal components entered into the basin was rather slight and, besides, subjected to intensive impoverishment by terrigenous material.

Key words: *Vendian, Middle Urals, Kvar Kush-Kamennogorsk anticlinorium, fine-grained terrigenous rocks, geochemistry, REE, exhalational material.*

Введение

В большинстве публикаций последней четверти XX в., посвященных реконструкции палеогеодинамических обстановок накопления осадочных и вулканогенно-осадочных образований позднего докембрия Урала, постулируется значительная роль процессов континентального рифтогенеза, имевших место на Южном Урале в начале раннего и среднего рифея, а на Среднем Урале – в раннем венде [Иванов, 1977, 1979, 1980, 1981; Парначев, 1982, 1986, 1988, 1995; Курбацкая, 1985, 1986, 1995; Формирование..., 1986; Ключина, 1991; Милановский и др., 1995; Пучков, 2000, и др.].

Наиболее последовательно представления о ранневендском рифтогенезе на западном склоне Среднего Урала развиваются пермскими геологами. Так, согласно взглядам Ф.А. Курбацкой [1986, 1995], для отложений серебрянской и сылвицкой серий западного склона Среднего Урала характерна значительная фациальная изменчивость вкрест предполагаемого палеосклона: с запада на восток красноцветные периферические образования сменяются

серо-цветными аллотигенными и зеленоцветными отложениями. Считается, что на границе позднего рифея и раннего венда на рассматриваемой территории произошло образование щелевого континентального рифта, выполненного отложениями спарагмитовой формации, к которой с определенной степенью вероятности можно отнести осадочные образования всей серебрянской серии. Спарагмитовая формация подразделяется Ф.А. Курбацкой [1995] с запада на восток на красноцветную, сероцветную и зеленоцветную градации, соответствующие внешней, средней и внутренней зонам (ступеням) рифта. Осадочные образования зеленоцветной градации (субформации) вмещают вулканогенно-осадочное гематитовое и гематит-магнетитовое оруденение, контролируемое аралами развития продуктов основного вулканизма [Ибламинов и др., 1996а, 1996б]. Сероцветная и красноцветная градации несут фосфоритовую минерализацию, стратиформные медно-полиметаллические и собственно медные проявления с пиритом, распространение которых также контролируется комплексами щелочно-базальтоидного вулканизма [Курбацкая, 1980;

Курбацкая, Кучина, 2000]¹. Осадочные последовательности сыльвицкой серии Кваркушко-Каменногорского антиклинория считаются Ф.А. Курбацкой поздневендскими и относятся к молассовой формации; условия их накопления существенным образом отличаются от тех, что были типичны для серебрянского этапа.

В формировании ранневендского рифта Ф.А. Курбацкой выделяются несколько этапов, с каждым из которых связаны специфические вулканогенно-карбонатно-терригенные ассоциации. Периоды тектонической активизации сопровождались локальными трещинными проявлениями щелочно-базальтового вулканизма, внедрением даек и силлов, образованием покровов. А.М. Зильберман с соавторами [2000] предполагают, что в раннем венде на рассматриваемой территории формировались базальт-трахибазальтовая (щегровитский, дворецкий, шпалорезовский, вильвенский, благодатский и журавликский комплексы) и эссексит-пикритовая (красновишерский и кусьинско-промысловский комплексы) формации щелочно-базальтоидной ассоциации. Для поздневендского этапа характерны магматические образования базальт-долеритовой ассоциации (дублинский, кваркушский, чурольский и другие комплексы).

Предпринятый В.В. Бочкаревым и Р.Г. Язевой [2000] анализ условий формирования указанных магматических комплексов выявил их значительное разнообразие. По мнению названных авторов, на рассматриваемой территории присутствует ряд субмеридиональных кулисных зон с вулканидами трахибазальтового (шпалорезовский, вильвенский, колпаковский комплексы), трахибазальт-трахитового (щегровитский комплекс) и лимбургит-трахибазальт-трахитового (дворецкий комплекс) состава. Петро- и геохимические особенности вулканидов указывают на существование продольной и поперечной зональности в их пространственном размещении. Так, самый северный красновишерский комплекс представлен высокотитанистыми и высокожелезистыми эссекситовыми габбро калиевой субщелочной серии. Расположенный южнее Дворецкий интрузивно-вулканический ареал включает эффузивы глубоко дифференцированной К-Na субщелочной

серии и их интрузивные коагматы (дворецкий комплекс и Троицкий массив). Здесь же известны щелочно-ультраосновные породы благодатского комплекса и толеиты бимодальной серии троицкого комплекса. Южнее расположен слабо дифференцированный щегровитский комплекс с более низкими, по сравнению с названными выше комплексами, содержаниями в породах Ti, K, Nb и Zr. С запада и востока эти комплексы симметрично обрамлены кулисными зонами однородных трахибазальтов шпалорезовского, вильвенского и ряда других комплексов. Отсутствие континентальных толеитов в Кваркушском блоке свидетельствует, по аналогии с кайнозойскими рифтами, о невысокой (порядка 0,1 см/год) скорости раздвига [Бочкарев, Язева, 2000].

По мнению В.В. Бочкарева и Р.Г. Язевой, общая особенность вендского магматизма западного склона Среднего Урала – существование серии обособленных центров субщелочного базальтоидного магматизма, связанных с локальными зонами раздвига, различающимися по своим геодинамическим характеристикам [Бочкарев, 2000; Бочкарев, Язева, 2000]. Предполагается, что начальному импульсу магматизма при формировании рифтовой структуры отвечают субвулканиды красновишерского комплекса, локализованного в пределах Полудовского поднятия; раскрытие структуры происходило с севера на юг. В этом же направлении – от Красновишерского магматического центра к Дворецкому и далее к Щегровитскому – имело, по всей видимости, место и уменьшение глубины магмогенерации.

Исследования Е.В. Карпухиной с соавторами [2000, и др.] показали, что составы большинства мафит-ультрамафитовых комплексов западного склона Среднего Урала близки к составам щелочных базальтов континентальных внутриплитных обстановок.

По нашим данным [Петров и др., 2005], также намечается определенная латеральная геохимическая зональность допалеозойского магматизма западного склона Среднего Урала. Так, магматические образования дворецкого, шпалорезовского и кусьинского комплексов образовались, по всей видимости, из расплавов,

¹ По мнению Ф.А. Курбацкой [1995], палеотектонические зоны ранневендского рифта прослеживаются и на западном склоне Южного Урала, где внешней зоне принадлежат отложения Тараташко-Ямантауского, Каратау-Нугушского и западной части Иремель-Криволукского районов, средней – отложения востока Иремель-Криволукского района, а внутренней – Кирыбинско-Узянбашского и Маярдакского районов.

сформированных в наиболее глубинном очаге. Об этом свидетельствует наличие во входящих в их состав породах включений пироп-альмандиновых гранатов, хромдиопсида, хромшпинелидов, пикроильменита и других высокобарических минералов [Зильберман и др., 2002]. Магмы этого очага были обогащены редкоземельными и высокозарядными (Zr, Y, Ti) элементами. Локализованные севернее вулканы благодатского и кваркушского комплексов имеют в целом меньшие содержания РЗЭ и некогерентных элементов.

Анализ особенностей площадного распределения и геохимических характеристик неопротерозойских магматических комплексов западного склона Среднего Урала позволяет считать, что в раннем венде на рассматриваемой территории существовал один ареал щелочного магматизма, с которым связано формирование благодатского, троицкого, кусьинского, дворцевого и шпалорезовского комплексов [Суслов и др., 2002; Петров и др., 2005], локализованных преимущественно среди отложений керносской свиты серебрянской серии. К северу и востоку от этого ареала магматические образования становятся менее щелочными, в них снижается содержание некогерентных элементов и РЗЭ. Наиболее деплетированными являются составы магматических пород кваркушского и журавликского комплексов. По ряду геохимических признаков эти породы сходны с MOR-базальтами, что свидетельствует о генерации их в малоглубинных очагах и деплетированном характере источника. Низкие содержания литофильных элементов и достаточно высокие значения отношения Ta/Yb ($> 0,2$) позволяют предположить отсутствие существенной контаминации магм породами континентальной коры.

В составе большинства названных выше комплексов доминируют трахибазальты и щелочные плагиоклаз-амфиболовые пикриты, гилломеланефелиниты, подчиненную роль играют трахиты, трахириолиты, трахиандезиты, тешениты и карбонатиты [Румянцева, 1980; Зильберман и др., 1980, 2002; Суслов и др., 2002; Петров и др., 2005]. Преобладающие формы залегания указанных пород – потоки миндалекаменных подушечных лав (рис. 1), среди которых отмечены прослои шлаковых, бомбовых и лапиллиевых туфов и линзы гиалокластитов [Иванов, Чурилин, 1975], субвулканические тела, а также горизонты брекчий стекловатых

пикротрахибазальтов и пикритов и шлейфы вулканокластического материала, переслаивающиеся с тонкозернистыми терригенными породами. Менее распространены гематитизированные и окисленные трахибазальтовые шлаковые вулканические отложения, приуроченные к небольшим постройкам. Все сказанное указывает, на наш взгляд, на преимущественно подводный характер извержений в северной части вулканического ареала (бассейн р. Усьва); тогда как в южной (междуречье Вильвы и Кусьи) подводные излияния, по всей видимости, чередовались с кратковременными (?) субаэральными эпизодами. Учитывая, что редкогалеchnиковые конгломераты, известные в разрезах танинской, койвинской, керносской и старопечнинской свит, имеют марино-гляциальный генезис [Чумаков, 1996; Климат..., 2004], а общий характер разрезов серебрянской и сывлицкой серий достаточно хорошо сохраняется вдоль регионального палеосклона, можно предполагать, что в целом накопление рассматриваемых нами осадочных последовательностей происходило не в континентальных, а в морских обстановках, сходных по ряду параметров с обстановками эмбриональной стадии раскрытия океанического бассейна.

Как следует из приведенного выше краткого обзора, основными аргументами в пользу представлений о ведущей роли процессов рифтогенеза при формировании осадочных последовательностей венда западного склона Среднего Урала являются петрогеохимические особенности ассоциирующих с ними магматических пород. Вместе с тем, если в серебрянское время накопление осадков шло параллельно с процессами субщелочного базальтоидного магматизма и низкоскоростного раздвига, то это должно было оставить в их составе какие-либо следы, в том числе и в виде тех или иных эксталяционных компонентов. Однако, насколько нам известно, вопрос в такой плоскости никогда не ставился и целью настоящей работы является восполнение этого пробела.

Современные металлоносные осадки и критерии их распознавания

Отнесение осадков к категориям металло- и рудоносных основывается обычно на анализе значений титанового $(Fe + Mn)/Ti$ и алюминиевого $Al/(Al + Fe + Mn)$ геохимических модулей [Bostrom, 1973; Страхов, 1976, и др.].

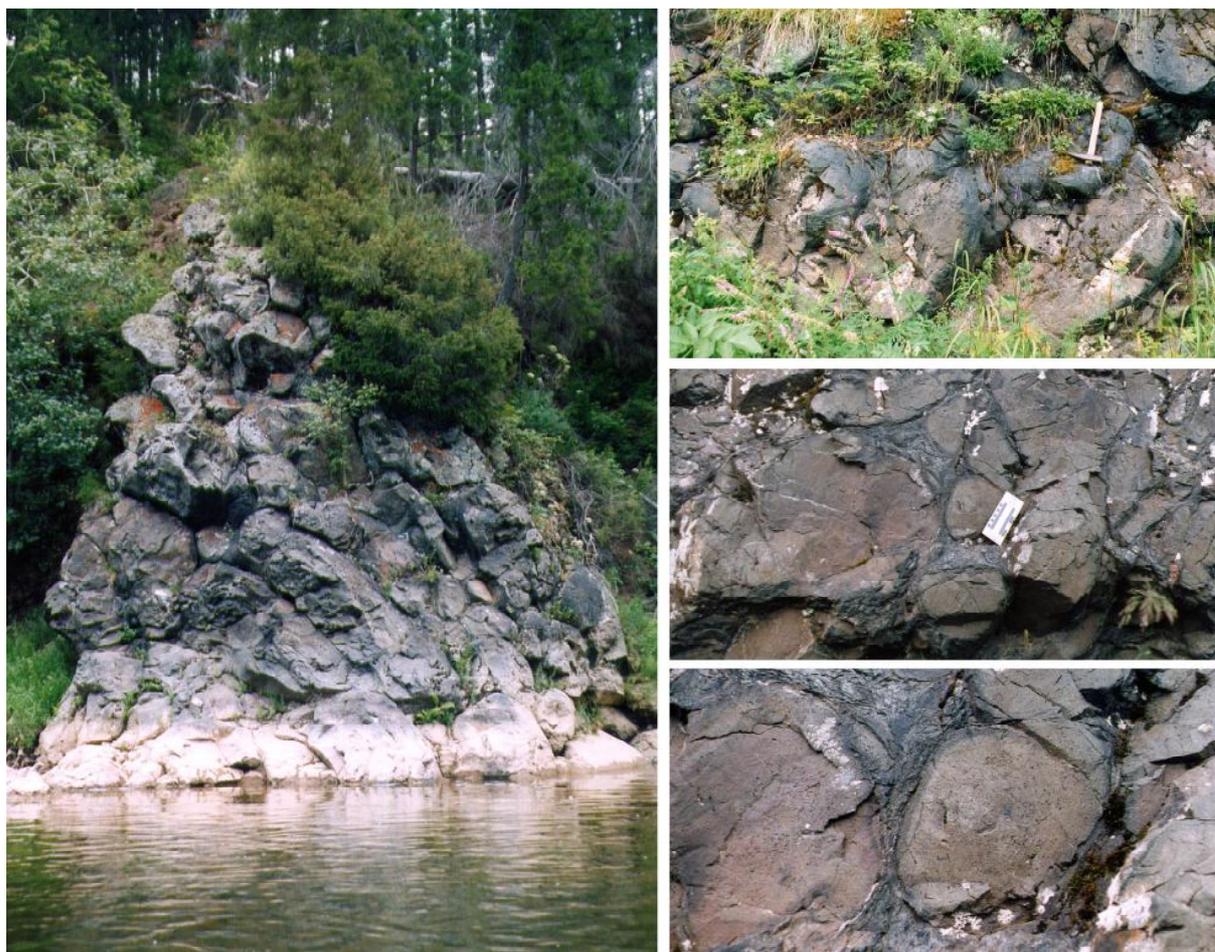


Рис. 1. Подушечные миндалекаменные базальты шпалорезовского комплекса в обнажениях на р. Усьва, ниже о-ва Паленый.

Для осадков, содержащих эксгальтивны́е компоненты, значения указанных модулей составляют, соответственно, более 25 и менее 0,4.

По данным Г.Ю. Бутузовой [1989, 1998, и др.], на основе анализа величин титанового и алюминиевого модулей гидротермально-осадочные отложения могут быть подразделены в целом на два класса: 1) рудоносные ($(Fe + Mn)/Ti > 100$, $Al/(Al + Fe + Mn) < 0,1$)² и 2) металлоносные ($(Fe + Mn)/Ti = 25-100$, $Al/(Al + Fe + Mn) = 0,4-0,1$). Последние включают широкий спектр «нормальных илов», состоящих из терригенных, биогенных, аутигенных и вулканогенных компонентов и эндогенного рудного вещества.

В настоящее время для распознавания присутствия в осадках эксгальтивны́х компонентов широко используются также данные о

содержаниях и соотношениях в них РЗЭ [Балашов, Лисицын, 1968; Bender et al., 1971; Piper, Graaf, 1974; Мигдисов и др., 1979; Гурвич и др., 1980; Ruhlin, Owen, 1986; Wright et al., 1987; Elderfield, Sholkovitz, 1987; Sholkovitz, 1988; Barrett, Jarvis, 1988; Liu et al., 1988; Toyoda et al., 1990; Murray et al., 1991; Fagel et al., 1997; Бутузова, 1998; Дубинин, 1998, 2004; Дубинин, Розанов, 2001, и др.].

Осадки с существенной примесью эксгальтивны́х компонентов известны в осевых зонах срединно-океанических хребтов и на прилегающих к ним участках, а также во впадинах и областях пересечения рифтовых зон трансформными разломами в бассейнах начальных стадий раскрытия океанических бассейнов (Красное море, Аденский залив и др.) [Хворова, 1980, и др.].

² В бескарбонатном веществе рудоносных отложений содержится более 30 % рудных компонентов, а гидротермальный материал составляет не менее половины массы осадка [Бутузова, 1998].

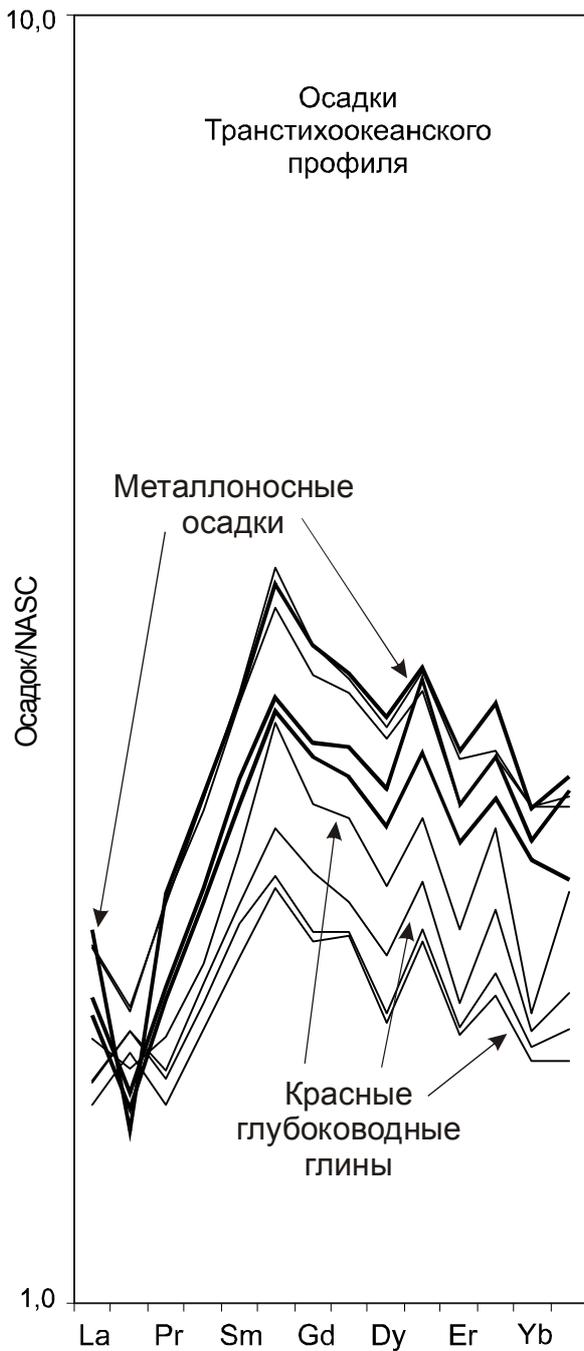


Рис. 2. Нормированные на NASC спектры распределения РЗЭ в металлоносных осадках и красных глубоководных глинах Транстихоокеанского профиля, по данным, приведенным в работе [Стрекопытов и др., 1995].

Mn в процессе их транспортировки от зон разгрузки гидротерм до мест захоронения [Piper, Graaf, 1974; Мигдисов и др., 1979; Дубинин, Волков, 1986; Ruhlin, Owen, 1986; Бутузова, 1998; Дубинин, 2004, и др.].

На значительном удалении от СОХ величина Eu/Eu^{*NASC} в тонкозернистых терригенных отложениях и гидротермальных осадках, а также гидrogenных железо-марганцевых конкрециях почти сходна с той, что характерна для морской воды (~ 1,1-1,4) [de Baar et al., 1985; Ruhlin, Owen, 1986; Olivarez, Owen, 1991; German et al., 1990; Kato et al., 1998, и др.]; существенно выше здесь и сумма РЗЭ. Для металлоносных осадков открытого океана характерна четко выраженная отрицательная цериевая аномалия, относительное обогащение тяжелыми РЗЭ и отсутствие положительной Eu аномалии (рис. 2). Спектры РЗЭ и уровни их концентрирования в металлоносных осадках разных районов открытого океана достаточно сходны [Бутузова, 1998] и сопоставимы со спектром РЗЭ глубинной морской воды [Piper, Graaf, 1974; Дубинин, Волков, 1986; Barrett, Jarvis, 1988; Стрекопытов и др., 1995; Дубинин, 2004, и др.]. Присутствие в металлоносных осадках существенной доли гидротермальных оксигидроксидов Fe и Mn приводит к значительному снижению и величины отношения Ce/La (до 0,12-0,4 и менее), что также типично для глубинной океанской воды. Считается [Дубинин, Волков, 1986; Стрекопытов и др., 1999], что отношение Ce/La является более чувствительным индикатором присутствия в осадках эксаляционного материала, нежели модуль $(Fe + Mn)/Ti$. Еще одним индикатором присутствия в осадках гидротермального материала является более высокая (~ 50), чем в обычных терригенных отложениях (33-35), величина отношения Zr/Hf [Стрекопытов и др., 1995].

Широко развитые в осевых зонах срединно-океанических хребтов и примыкающих к ним районах металлоносные осадки по сравнению с нормальными пелагическими глинами обогащены Fe, Mn, Cu, Zn, Pb, Ni, Co, V, Mo, Ga, РЗЭ и обеднены Al, Ti и Cr^3 . Основная часть рудных компонентов сорбирована из придонных вод частицами оксигидроксидов Fe и

³ Соотношение ряда указанных элементов позволяет, по данным Э. Бонатти с соавторами [Bonatti et al., 1972, 1976], достаточно хорошо разграничивать гидротермальные (металлоносные) и гидrogenные отложения. Так, например, на треугольной диаграмме Fe-Mn- $10 \times (Ni + Co + Cu)$ фигуративные точки составов гидротермальных осадков локализованы в области, прилежащей к стороне Fe-Mn.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

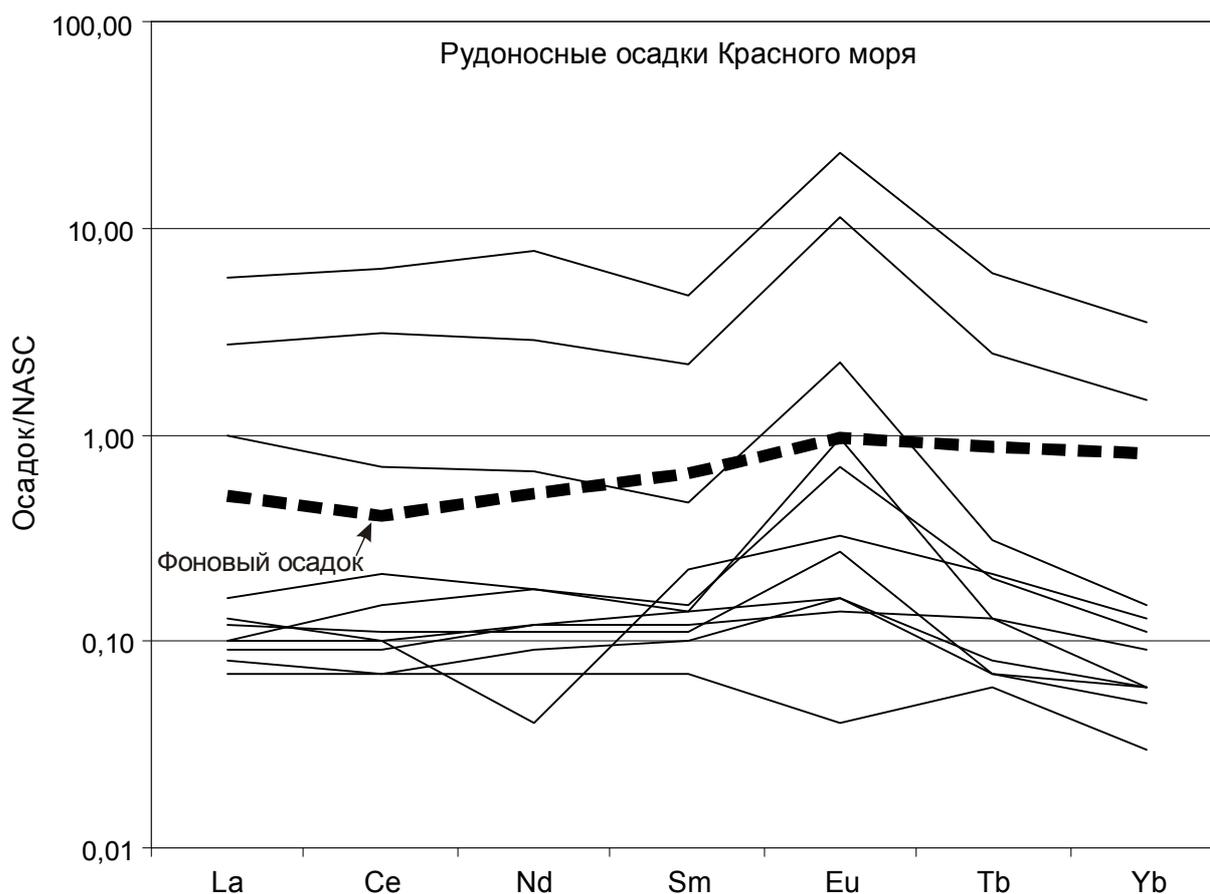


Рис. 3. Нормированные на NASC спектры распределения РЗЭ в рудоносных и фоновых осадках Красного моря, по данным, приведенным в работе [Бутузова, 1998].

Расположенные непосредственно в рифтовых долинах СОХ, вблизи выходов гидротерм, рудоносные осадки характеризуются отсутствием отрицательной цериевой аномалии, тогда как положительная аномалия европия относительно составной пробы североамериканских сланцев — Eu/Eu^{*NASC} — выражена в них весьма отчетливо и варьирует от 6,3 до 19,7 [Дубинин, 2004]; содержания тяжелых лантаноидов в целом относительно невелики, а общие содержания РЗЭ демонстрируют значительные вариации [Piper, Graaf, 1974; Дубинин, Волков, 1986; Michard, Albarede, 1986; Ruhlín, Owen, 1986].

В бассейнах начальных стадий раскрытия океанов металлоносные осадки накапливаются в небольших впадинах, выполняющих роль ловушек гидротермального материала (Красное море) или приурочены к областям пересечения рифтовых зон трансформными разломами (рифт Таджура, Аденский залив) [Богданов, 1989; Кузьмин и др., 1989; Лукашин, 1989; Лукашин и др., 1989; Бутузова, 1998].

Рудоносные отложения Красного моря, формирующиеся вблизи зон гидротермальной разгрузки, характеризуются значительными вариациями суммы РЗЭ, ярко выраженной положительной европиевой аномалией и большой величиной отношения $(Eu/Sm)_N$ [Бутузова, 1998] (рис. 3). Однако в ряде случаев, например во впадине Атлантис-II, аномалии Eu в осадках отсутствуют или выражены слабо. Отрицательная аномалия церия в рассматриваемых образцах не наблюдается, общий уровень накопления РЗЭ в них весьма низок, роль тяжелых лантаноидов незначительна.

В рифте Таджура, расположенном в западной части Аденского залива и сопряженном с континентальным рифтом Азаль, обогащенные гидротермальным материалом осадки развиты существенно менее широко, нежели в Красном море. Ширина рифта Таджура достигает 30 км; в его строении хорошо проявлена серия сбросовых уступов, рифтовая долина и трансформные разломы. Скорость спрединга в рифте Таджура оценивается в 2 см/год. Под-

стиляется рифт океанической корой, однако по составу РЗЭ и ряду других геохимических параметров развитые здесь базальты имеют промежуточный (между MOR-базальтами и базальтами континентальных рифтовых зон) характер [Кузьмин и др., 1989]. Примесь гидротермального материала в осадках рассматриваемой структуры чрезвычайно мала, что связано как с общим небольшим объемом поступающего в бассейн гидротермального вещества, так и с высокими скоростями седиментации [Богданов, 1989]. Большинство гидротермальных проявлений приурочено к зонам трансформных нарушений, и именно здесь наблюдаются наиболее мощные и протяженные рудные тела [Лукашин и др., 1989]. Однако, как указывает Ю.А. Богданов [1989], после перекрытия их осадками, доминирующий в составе рудных тел Mn может быть переведен в подвижную форму и, следовательно, окисные руды марганца в подобных обстановках весьма эфемерны. Показательно, что такие традиционные критерии распознавания присутствия эксгальционного материала в осадках как титановый и алюминиевый модули, ни в случае с осадками рифта Таджура, ни в случае с осадками Атлантического океана [Дубинин, Розанов, 2001], не достигают пороговых значений и только характер распределения РЗЭ в них указывает на влияние гидротермального материала на процессы осадконакопления.

Литостратиграфия и условия формирования отложений серебрянской и сылвицкой серий

Вендские осадочные последовательности западного склона Среднего Урала, вскрывающиеся многочисленными правыми притоками р. Чусовой к западу от г. Нижнего Тагила, представлены двумя крупными осадочными сериями – серебрянской и сылвицкой [Аблизин и др., 1982; Ключина, 1991; Стратиграфические..., 1993, и др.].

Серебрянская серия объединяет (снизу вверх) танинскую, гаревскую, койвинскую, бутонскую и керносскую свиты [Аблизин и др., 1982; Стратиграфические..., 1993]. *Танинская свита* (до 500 м) слагается редкогалечниковыми тиллитовидными конгломератами с прослоями полевошпато-кварцевых песчаников, алевролитов и алевроитистых глинистых сланцев. *Гаревская свита* объединяет мелкозернистые

песчаники и алевроитистые глинистые сланцы с прослоями ленточнослоистых филлитов. Мощность ее достигает 700-750 м. *Койвинская свита* (мощность 250-300 м) представлена тонким чередованием филлитовидных апоалевролитовых сланцев, алевролитов и пестроцветных известняков. *Бутонская свита* (300-350 м) объединяет полосчатые темно-серые низкоуглеродистые глинистые сланцы с маломощными редкими прослоями алевролитов. *Керноская свита* (200-350 м) слагается песчаниками с прослоями гравелитов и филлитовидными алевроито-глинистыми породами.

Сылвицкая серия включает старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменскую и усть-сылвицкую свиты. *Старопечнинская свита* (до 500 м) представлена в нижней части редкогалечниковыми конгломератами, выполняющими врезанные долины в подстилающих отложениях керносской свиты [Аблизин и др., 1982; Гражданкин и др., 2005]; в верхней части свиты преобладают темноокрашенные песчаники, алевролиты и глинистые сланцы. *Перевалокская свита* объединяет темно-серые аргиллиты, мелкозернистые алевролиты, песчаники и гравелиты. Мощность ее не превышает 300 м. Выше по разрезу наблюдается мощная (до 1500-1800 м) последовательность преимущественно зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, выделяемая в *чернокаменскую свиту*. U-Pb (SHRIMP II) возраст цирконов, выделенных из прослоев пепловых туфов, присутствующих в основании чернокаменской свиты, составляет 557 ± 13 млн. лет [Ронкин и др., в печати]. Завершают разрез сылвицкой серии полимиктовые и полевошпато-кварцевые песчаники с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов *усть-сылвицкой свиты*. Мощность ее 500-600 м.

Согласно Стратиграфическим схемам Урала [1993], отложения серебрянской серии принадлежат нижнему венду, а сылвицкой серии – верхнему венду.

Среди исследователей нет единства мнений относительно обстановок накопления отложений серебрянской и сылвицкой серий и, соответственно, типах и истории формирования бассейнов, существовавших в венде в области сочленения Восточно-Европейской платформы и Среднего Урала. Не вдаваясь в детали, отметим только следующее. По представлениям В.Н. Пучкова [2000], время формирования

отложений серебрянской серии – это преимущественно спокойная в тектоническом отношении эпоха, в течение которой преобладало накопление мелководных терригенных и карбонатных толщ шельфового типа. Формации зон активного континентального рифтогенеза отложения этого временного интервала ничем, по мнению В.Н. Пучкова, не напоминают. Напротив, по представлениям пермских геологов (см. выше), на границе позднего рифея и раннего венда в области сочленения западного Урала и Восточно-Европейской платформы произошло образование крупного континентального щелевого рифта. В сылвицкое время на фоне кадомских орогенических событий вверх по разрезу одноименной серии происходит постепенное нарастание полимиктовости песчаников, резко меняется состав минералов тяжелой фракции, что, по всей видимости, указывает, так же как для южноуральских разрезов, на доминирование восточных источников сноса [Аблизин и др., 1982; Пучков, 2000]. В разрезах старопечнинского уровня преобладают мелководно-морские и марино-гляциальные образования [Чумаков, 1996; Климат..., 2004, и др.]. В перевалокское время на территории Кваркушко-Каменногорского антиклинория, по всей видимости, доминировало накопление достаточно глубоководных фосфатоносных тонкозернистых терригенных осадков. В последние годы установлено, что среди отложений чернокаменной свиты существенная роль принадлежит продельтовым и дельтовым фациям, сформированным в период постепенного наступания береговой линии и обмеления бассейна [Маслов и др., 2003, 2004; Гражданкин и др., 2005]. В усть-сылвицкое время накапливались преимущественно аллювиальные песчаные и песчано-алевритовые отложения, для которых были типичны разнообразные косослоистые текстуры, знаки ряби и трещины усыхания [Клюжина, 1969; Маслов, 2003]. В целом, бассейн осадконакопления, существовавший в позднем венде на западном склоне Среднего Урала, так же как и южноуральский [Беккер, 1968, и др.], был близок к форландовому.

Образцы и аналитика

Для проведения исследований использована авторская коллекция (более 100 образцов) аргиллитов и глинистых сланцев серебрянской и сылвицкой серий Кваркушко-Каменногор-

ского (Средний Урал) антиклинория, отобранных в 2002-2005 гг. из естественных обнажений в бассейнах рек Межевая Утка, Серебрянка, Сылвица, Вильва и Усьва.

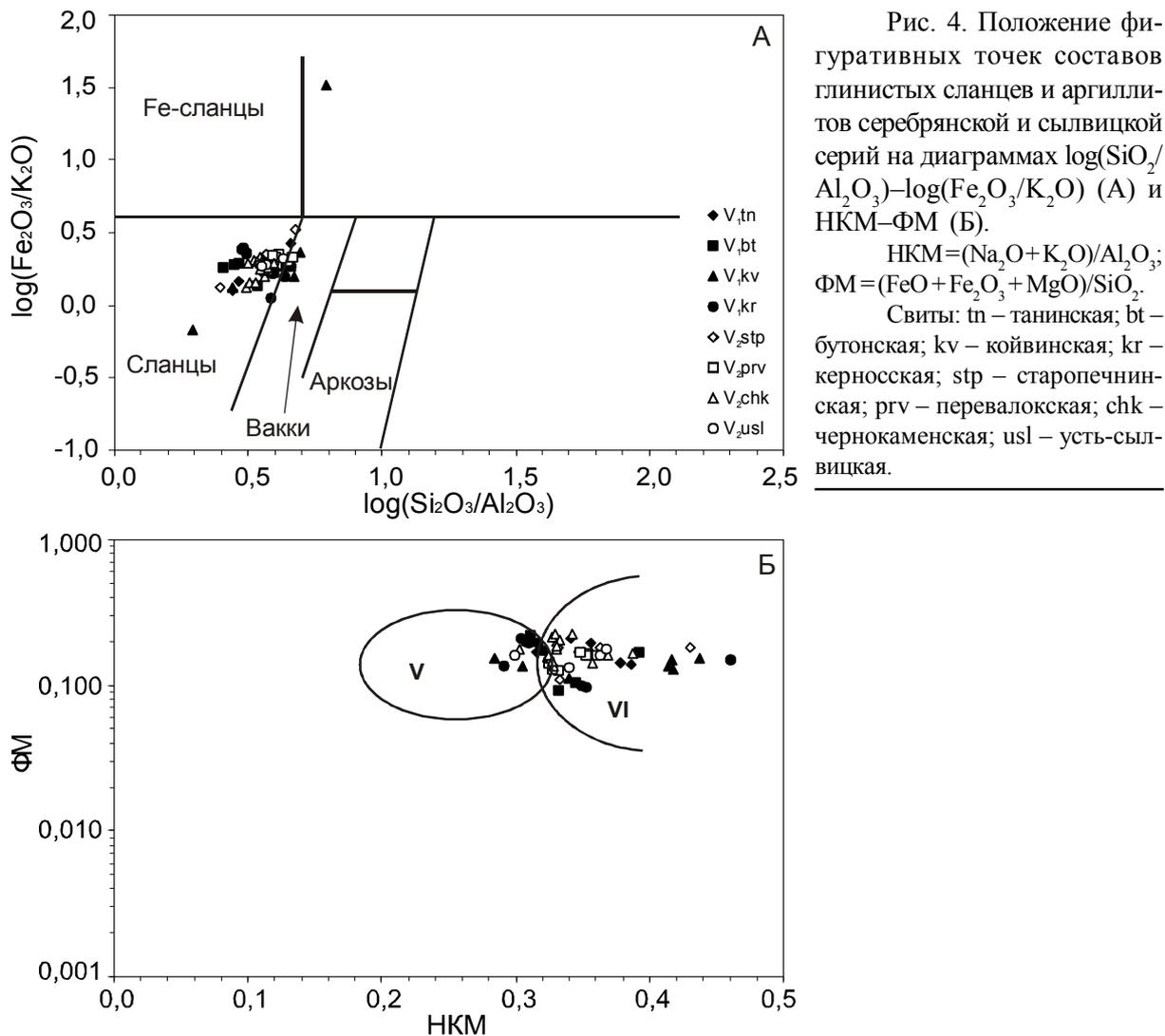
Химический состав аргиллитов определен стандартным рентген-флуоресцентным методом и методом фотометрии пламени в Лаборатории физико-химических методов анализа ИГГ УрО РАН (аналитики В.П. Власов, Н.П. Горбунова, Г.С. Неупокоева, Г.М. Ятлук).

Содержания рассеянных и редких элементов (всего более 50 элементов – 14 РЗЭ, 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.) определены в ИГГ УрО РАН с помощью высокочувствительного масс-спектрометра высокого разрешения с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) для элементного анализа и изотопного скрининга. Точность анализа определялась величиной концентрации конкретного элемента и составляла от 3 до 20-50 отн. % (для очень низких, на уровне предела обнаружения, содержаний) [Ронкин и др., 2005].

Для расчета европиевой и цериевой (относительно NASC) аномалий использованы формулы: $Eu/Eu^{*NASC} = 2 \times (Eu/Eu^{NASC}) / (Sm/Sm^{NASC} + Gd/Gd^{NASC})$ [Kato et al., 1998] и $Ce^{*NASC} = (Ce/Ce^{NASC}) / (2/3 \times La/La^{NASC} + 1/3 \times Nd/Nd^{NASC})$ [Дубинин, 2004].

Общие особенности состава глинистых сланцев и аргиллитов серебрянской и сылвицкой серий

В разрезах серебрянской и сылвицкой серий встречаются как шоколадно-коричневые, так и зеленовато-серые глинистые сланцы и аргиллиты, а также мелкозернистые глинистые алевриты. Под микроскопом первые представлены очень тонким, почти непрозрачным из-за интенсивной пропитки тонкодисперсным гематитом, глинистым материалом, среди которого присутствуют редкие (< 10 %) неокатанные обломки мелкоалевритового кварца и многочисленные тонкие листочки мусковита. Наблюдается слабо выраженная полосчатость (микрослоистость?), подчеркнутая неравномерной окраской слоев. Ориентированное погасание основной массы выражено слабо и совпадает с полосчатостью. В зеленовато-серых разностях сланцев и аргиллитов содержание мелкоалевритового кварца не превышает 5-7 %. Основная масса пород представлена гидро-



слюдой со слабым ориентированным погасанием и тонкозернистым хлоритом. Мелкозернистые алевролиты обнаруживают тонкую линзовидно-прерывистую слоистость, подчеркнутую чередованием слоев с разным количеством глинистого матрикса и вариациями в степени сгруженности зерен кварца.

Рентгеноструктурное изучение (ДРОН-2, медное излучение, Ni фильтр, напряжение 35 кВ, сила тока 25 мА) по стандартной методике тонкой (менее 0,001 мм) фракции глинистых сланцев и аргиллитов (аналитик – Н.Г. Сапожникова, УГГУ) показывает, что глинистая фракция представлена в основном иллитом политипа 1М с небольшой примесью хлорита, кварца и полевых шпатов.

На диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ М. Хиррона [Herron, 1988] преобладающая часть фигуративных точек изученных образцов локализована в поле глинистых пород (рис. 4А). На диаграмме НКМ–ФМ [Юдович,

Кетрис, 2000] точки составов глинистых сланцев и аргиллитов серебрянской и сыльвицкой серий расположены в полях V (стандартная трехкомпонентная смесь хлорит + монтмориллонит + гидрослюда) и VI (гидрослюдистые глинистые породы с примесью тонкодисперсного полевого шпата) (рис. 4Б). На диаграмме АКМ В.К. Головенка [1977] фигуративные точки всех исследованных нами образцов локализованы в поле исходно гидрослюдистых глин (рис. 5).

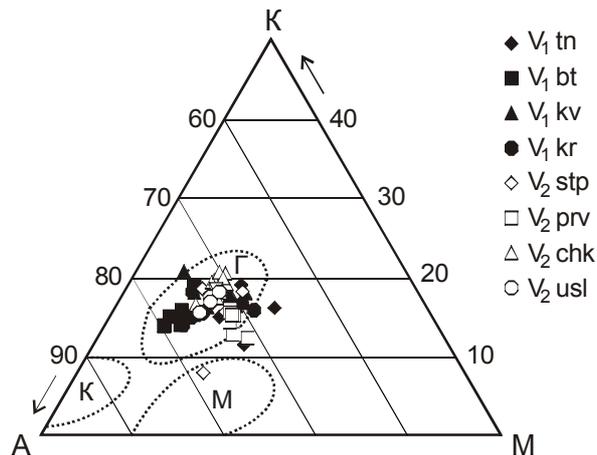
Химические составы представительных образцов глинистых сланцев и аргиллитов ряда литостратиграфических уровней серебрянской и сыльвицкой серий и содержания в них элементов-примесей приведены в табл. 1.

Результаты и их обсуждение

В разрезах *танинского* уровня тонкозернистые терригенные образования представлены преимущественно мелкозернистыми глини-

Рис. 5. Положение фигуративных точек составов глинистых сланцев и аргиллитов серебрянской и сыльвицкой серий на диаграмме АКМ.

Поля: К – каолиновых глин; Г – гидрослюдистых глин; М – монтмориллонитовых глин. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.



стыми алевролитами. Содержания Fe_2O_3 и MnO варьируют в них, соответственно, от 6,19 до 7,47 % и от 0,03 до 0,13 %. Медианное значение титанового модуля Страхова составляет $8,7 \pm 1,1$, что указывает на отсутствие в рассматриваемых породах эксгальвативного материала. Это же следует и из величины алюминиевого модуля ($0,65 \pm 0,02$). Нормализованное на хондрит распределение РЗЭ в этих породах характеризуется достаточно хорошо выраженной отрицательной европиевой аномалией и весьма высоким значением отношения $(La/Yb)_N$ ($\sim 20,0$) (рис. 6), что указывает на доминирование в областях сноса пород кислого состава. Отношение $LP3Э/TP3Э^{NASC}$, рассчитываемое по формуле $[(La + Pr + Nd)/(Er + Tm + Yb + Lu)]^{обп} / [(La + Pr + Nd)/(Er + Tm + Yb + Lu)]^{NASC}$, составляет 2,54. Аномалии содержаний Ce и Eu относительно NASC практически не наблюдаются (рис. 7): медианное значение Eu/Eu^{*NASC} равно $1,13 \pm 0,11$, величина $Ce/Ce^{*NASC} - 1,02 \pm 0,11$. Величина отношения Zr/Hf в мелкозернистых глинистых алевролитах варьирует от 36 до 44, что, так же как и все приведенные выше данные, указывает на отсутствие в проанализированных нами породах эксгальвативных компонентов.

Гаревский уровень. Спектры распределения РЗЭ в глинистых сланцах гаревского уровня относительно хондрита имеют характеристики, типичные для большинства приконтинентальных терригенных образований ($La_N/Yb_N = 15,4$, $Eu/Eu^* = 0,65$, $Gd_N/Yb_N = 2,05$) (рис. 6). Распределение РЗЭ относительно NASC сходно с тем, что наблюдается и в тонкозернистых терригенных породах танинского уровня ($LP3Э/TP3Э^{NASC} = 1,89$, $Eu/Eu^{*NASC} = 1,02 \pm 0,10$, $Ce/Ce^{*NASC} = 0,90 \pm 0,09$), только в двух образцах (2695 и mz-4), отобранных в бассейне р. Мотихи (правый приток р. Чусовой) и в окрестностях дер. Таны на р. Межевая Утка, наблюдаются небольшие отрицательные цериевые аномалии (соответственно, 0,78 и 0,80) (рис. 7). В двух других образцах (mz-2 и mz-3), отобранных в бассейне р. Межевая Утка, в 3 км выше дер. Таны, величина $LP3Э/TP3Э^{NASC}$ составля-

ет порядка 0,98-1,28. Медианное значение отношения Zr/Hf в глинистых сланцах гаревской свиты равно $36,9 \pm 2,42$, что типично для тонкозернистых терригенных пород.

Глинистые сланцы *койвинского уровня* характеризуются содержаниями $Fe_2O_3_{общ}$ и MnO , соответственно, 5,13-50,0 и 0,01-0,37 %. Медианные значения титанового и алюминиевого модулей составляют в них (без учета образца us-9 с аномально высоким содержанием Fe_2O_3) $9,8 \pm 2,3$ и $0,64 \pm 0,07$, что свидетельствует об отсутствии в составе проанализированных пород эксгальвативного компонента. Напротив, для образца us-9, отобранного из шоколадно-коричневых глинистых сланцев в 300 м ниже о-ва Паленый, на правом берегу р. Усьвы, исходя из значений $(Fe + Mn)/Ti$ и $Al/(Al + Fe + Mn)$, равных, соответственно, 95,5 и 0,08, предположение о присутствии гидротермального материала более чем вероятно. В пользу этого свидетельствует также высокая величина отношения Zr/Hf в данном образце (~ 64), хотя отношение Ce/La находится в нем на уровне, характерном для обычных тонкозернистых терригенных образований, не содержащих примеси гидротермального материала (2,02). Из проанализированных нами 13 образцов глинистых сланцев койвинской свиты подавляющее большинство характеризуется отсутствием аномалий Eu и Ce (рис. 7); только в образце ser-2-7, отобранном в окрестностях пос. Серебрянка, значение Eu/Eu^{*NASC} составляет 1,22 при практически не выраженной цериевой аномалии ($Ce/Ce^{*NASC} = 0,98$). В образцах же mz-11-1 и mz-11-2, отобранных у скалы Глобус на правом берегу р. Межевая Утка, соотношение между Eu/Eu^{*NASC} и Ce/Ce^{*NASC} обратное – величина отрицательной цериевой аномалии составляет

Таблица 1

Содержание петрогенных (вес. %) и малых (г/т) элементов в представительных образцах тонкозернистых терригенных пород серебрянской и сыльвицкой серий Кваркушко-Каменногорского антиклинария

Образцы / Компоненты	V _{1kv}			V _{1bt}		V _{1kr}		V _{2stp}		V _{2prv}			V _{2chk}		
	us-4	us-6	us-5	02-syl-01	02-syl-02	us-18	us-23	mz-14-2	us-29	us-33	us-35	us-36	us-44	us-50	us-54
SiO ₂	64,76	63,73	68,92	65,72	63,45	61,54	61,52	57,60	60,65	61,39	61,73	60,83	63,07	59,88	57,88
Al ₂ O ₃	13,05	13,67	12,42	16,63	18,48	15,16	15,88	19,03	15,87	15,56	15,50	15,62	16,84	17,10	16,87
TiO ₂	0,630	0,679	0,485	0,63	0,83	0,930	0,667	0,718	0,867	0,834	0,827	0,832	0,866	0,912	0,918
Fe ₂ O ₃ total	7,34	5,65	4,33	5,09	4,33	8,04	6,94	9,55	7,56	7,11	7,21	7,31	6,51	8,12	9,53
MnO	0,055	0,066	0,095	0,02	0,01	0,097	0,104	0,084	0,142	0,157	0,141	0,154	0,029	0,056	0,083
MgO	2,57	2,65	2,50	1,76	1,52	2,67	2,22	2,38	2,72	2,76	2,80	2,90	1,95	2,43	2,39
CaO	0,87	2,16	1,67	0,30	0,18	0,50	0,76	0,23	0,70	0,96	0,96	0,96	0,57	0,37	0,46
K ₂ O	3,21	3,60	2,92	3,01	3,22	3,56	4,22	3,88	3,46	3,50	3,37	3,34	3,73	4,55	4,81
Na ₂ O	2,5	2,1	1,9	2,73	2,90	1,3	3,1	1,9	2,1	2,1	2,1	2,1	1,8	1,1	0,8
P ₂ O ₅	0,13	0,49	0,12	0,45	0,41	0,13	0,10	0,18	0,17	0,16	0,14	0,20	0,17	0,14	0,19
п.п.п	3,2	4,2	4,0	3,97	5,14	5,6	3,8	3,90	4,3	4,5	4,7	4,9	5,0	5,5	5,4
Сумма	98,32	98,99	99,36	100,3	100,5	99,53	99,31	99,45	98,54	99,02	99,48	99,13	100,5	100,2	99,33
(Fe + Mn)/Ti	13,7	9,8	10,7	9,5	6,1	10,2	12,3	15,7	10,4	10,2	10,4	10,5	8,8	10,5	12,2
Al/(Al + Fe + Mn)	0,57	0,64	0,68	0,71	0,76	0,58	0,63	0,6	0,61	0,62	0,61	0,61	0,66	0,61	0,57
Sc	7,0	12,6	7,5	2,5	6,2	12,8	12,4	4,5	16,0	14,7	14,3	14,8	14,9	18,9	20,5
Ti	3987,4	4515,5	3257,7	3722,5	5114,0	4875,0	3739,9	4640,9	5125,6	4857,6	4786,8	4738,4	5157,2	5425,1	5411,9
V	72,5	81,9	51,6	80,0	73,6	79,5	55,6	138,7	108,6	99,9	99,2	96,7	95,4	126,6	137,2
Mn	305,5	495,9	658,7	73,0	56,5	652,4	684,8	415,1	941,9	1028,9	892,3	950,2	134,1	347,6	571,6
Co	10,1	11,2	8,7	5,5	1,6	20,8	15,8	7,7	16,1	16,9	17,4	16,3	11,3	17,7	19,2
Ni	23,0	25,8	29,4	33,7	22,0	58,1	49,7	61,1	66,8	74,0	75,3	68,7	49,3	57,9	60,0
Cu	23,9	25,5	16,6	97,0	168,6	26,7	3,2	27,3	16,5	13,7	14,5	14,1	20,0	40,9	20,2
Zn	52,9	57,7	41,9	37,2	64,3	72,8	54,1	36,6	88,0	79,2	74,6	77,0	70,6	82,7	82,7
Rb	65,2	138,9	93,4	61,8	56,4	119,1	106,9	23,5	130,9	135,1	128,9	122,4	138,9	143,1	191,1
Sr	55,6	97,9	53,9	20,3	27,5	108,1	77,1	10,8	65,3	71,9	70,8	68,5	94,7	69,4	70,7
Y	20,8	52,0	24,8	3,7	7,5	28,3	22,9	3,1	31,6	28,7	28,5	28,2	32,5	30,3	38,8
Zr	290,7	279,0	288,2	201,7	210,6	208,0	157,6	176,4	196,1	196,1	189,9	178,2	209,9	192,6	193,3
Nb	20,9	23,9	19,3	13,1	20,3	32,6	18,3	20,2	21,7	20,1	21,0	20,8	22,6	23,6	26,4
Mo	2,3	1,0	0,9	0,9	0,8	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2	0,5	0,3	0,1	0,2	1,3
Cs	3,4	5,4	3,1	2,6	3,0	4,5	1,7	3,8	5,7	5,3	5,2	5,2	5,1	8,2	8,7
Ba	231,6	405,9	330,3	695,7	541,4	8905,2	526,1	508,1	296,5	359,2	288,5	265,8	351,2	357,7	346,6

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Окончание таблицы 1

La	20,1	48,3	30,3	14,5	29,3	47,9	37,1	6,4	41,6	41,1	39,6	40,4	45,7	48,2	61,6
Ce	43,3	109,0	63,6	27,9	45,6	92,3	84,3	12,7	90,0	87,7	87,2	87,5	94,0	103,9	128,5
Pr	5,5	14,4	7,6	3,7	5,4	10,5	8,3	1,1	10,0	9,7	9,6	9,7	11,0	11,7	14,1
Nd	21,5	60,8	29,0	10,8	23,4	38,3	30,3	3,7	38,8	36,6	36,1	36,8	41,0	43,4	53,2
Sm	4,4	13,3	5,3	1,7	3,7	7,0	5,5	0,9	7,6	7,0	6,8	7,0	7,7	7,7	9,5
Eu	0,9	2,9	1,1	0,4	0,6	1,9	1,1	0,3	1,4	1,3	1,3	1,3	1,4	1,4	1,8
Gd	4,1	13,0	4,8	1,1	2,0	6,1	4,7	0,9	6,3	5,9	5,8	5,9	6,7	6,5	8,3
Tb	0,6	1,8	0,7	0,1	0,3	0,9	0,7	0,1	1,0	0,9	0,9	0,9	1,0	1,0	1,2
Dy	3,8	9,5	4,1	0,7	1,5	5,0	3,9	0,8	5,5	4,9	4,9	4,9	5,7	5,6	7,1
Ho	0,8	1,7	0,9	0,1	0,3	1,0	0,8	0,2	1,2	1,1	1,1	1,0	1,2	1,2	1,4
Er	2,2	4,5	2,4	0,4	0,7	2,7	2,2	0,4	3,2	2,9	2,8	2,8	3,1	3,2	3,8
Tm	0,3	0,6	0,4	0,1	0,1	0,4	0,3	0,1	0,5	0,4	0,4	0,4	0,5	0,5	0,6
Yb	1,9	4,0	2,3	0,4	0,8	2,5	2,1	0,4	3,1	2,8	2,8	2,8	3,1	3,2	3,6
Lu	0,3	0,6	0,4	0,1	0,1	0,4	0,3	0,1	0,5	0,4	0,4	0,4	0,5	0,5	0,6
Hf	7,8	7,3	7,7	5,3	5,9	4,6	4,0	4,5	6,4	5,2	5,1	4,8	5,6	5,2	6,5
Ta	1,2	1,5	1,2	0,7	1,1	1,4	1,0	1,2	1,6	1,2	1,2	1,2	1,4	1,6	2,0
Tl	0,7	0,8	0,8	0,6	0,7	0,5	0,5	0,9	0,7	0,8	0,8	0,9	0,8	1,0	1,1
Pb	11,7	12,4	14,9	3,9	11,5	14,0	11,8	1,5	16,5	16,7	19,6	17,1	11,6	14,8	21,0
Bi	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3
Th	5,0	12,4	10,6	1,9	6,1	12,9	12,1	0,8	13,9	12,9	13,5	12,7	14,6	15,7	20,1
Ce/La	2,2	2,3	2,1	1,9	1,6	1,9	2,3	2,0	2,2	2,1	2,2	2,2	2,1	2,2	2,1
Zr/Y	14,0	5,4	11,6	54,2	28,0	7,4	6,9	57,4	6,2	6,8	6,7	6,3	6,5	6,4	5,0
Zr/Hf	37,5	38,0	37,2	38,3	35,5	45,4	39,7	39,2	30,8	37,5	37,3	37,3	37,5	36,9	29,5

Свиты: V_{kv} – койвинская; V_{bt} – бутонская; V_{kr} – керноская; V_{str} – старопечнинская; V_{prv} – перевалокская; V_{chk} – чернокаменная.

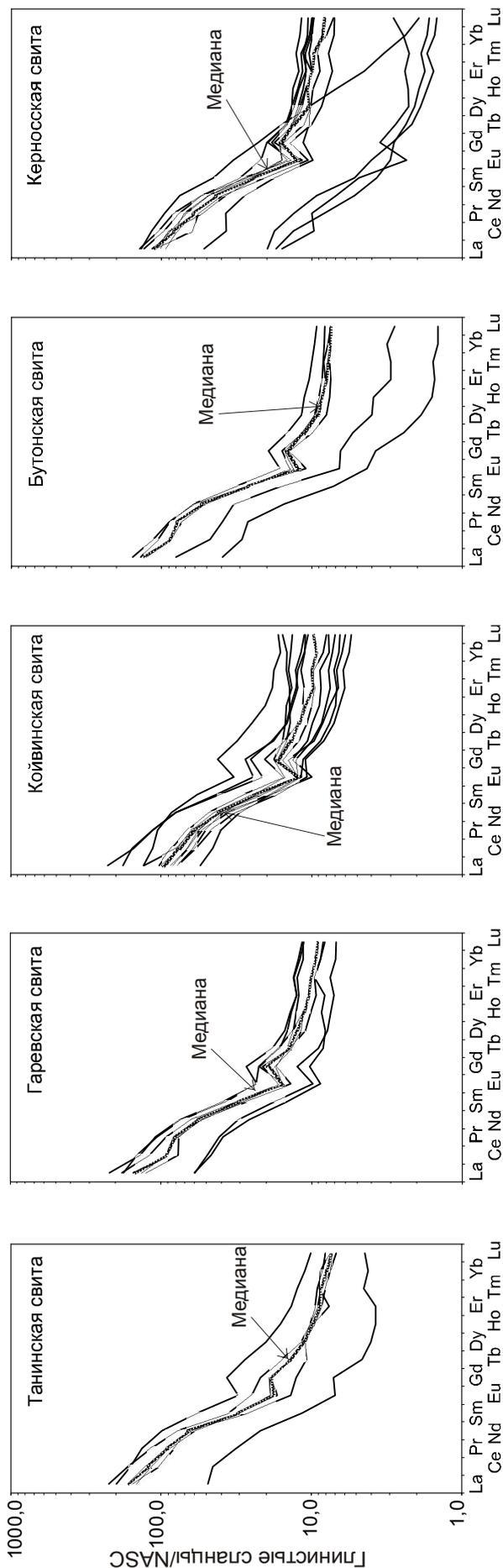


Рис. 6. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в глинистых сланцах основных литостратиграфических единиц серебрянской серии.

0,84, тогда как европиевая аномалия отсутствует (1,05). Характер нормированных на NASC спектров РЗЭ достаточно пологий (медиана ЛРЗЭ/ТРЗЭ^{NASC} = 1,37). Спектры РЗЭ, нормированные на хондрит, имеют следующие параметры: $(La/Yb)_N = 10,3$, $(Gd/Yb)_N = 1,83$ и $Eu/Eu^* = 0,61$ (рис. 6). Суммируя все сказанное выше, можно предполагать отсутствие в составе рассмотренных нами образцов какой-либо примеси гидротермального материала.

Бутонский уровень. В глинистых сланцах бутонского уровня содержания Fe_2O_3 и MnO варьируют, соответственно, от 4,33 до 9,88 % и от 0,01 до 0,11 %. Медианные значения титанового и алюминиевого модулей составляют $9,3 \pm 2,5$ и $0,67 \pm 0,06$, что позволяет предполагать отсутствие в составе рассматриваемых образований эксгальтивного компонента. В пользу данного вывода свидетельствуют и значения отношений Ce/La и Zr/Hf , не выходящие за пределы величин, типичных для обычных терригенных осадков. Медианная величина Eu/Eu^{*NASC} составляет $0,96 \pm 0,13$ (только в образце 02-syl-1, отобранном на правом берегу р. Сылвица, примерно в 2 км ниже бывшего пос. Бутон, она достигает значения 1,23⁴); отрицательная цериевая аномалия в большинстве изученных образцов также не наблюдается ($Ce/Ce^{*NASC} = 0,93 \pm 0,08$). Медианное значение отношения Zr/Hf в глинистых сланцах бутонской свиты составляет 36,9 при величине стандартного отклонения 1,53 (пределы вариаций – от 35,5 до 39,9), что типично для обычных тонкозернистых терригенных образований. Общий облик нормированных на хондрит и NASC спектров РЗЭ в исходно глинистых породах бутонской свиты близок к тем, что типичны для глинистых сланцев танинской и гаревской свит. В то же время на диаграмме $Fe-Mn-10 \times (Ni + Co + Cu)$ [Bonatti et al., 1972, 1976] точки составов глинистых сланцев бутонской свиты, как, впрочем, и большинства других литостратиграфических подразделений серебрянской и сылвицкой серий, тя-

⁴ Относительно хондрита отрицательная Eu аномалия в данном образце составляет 0,83.

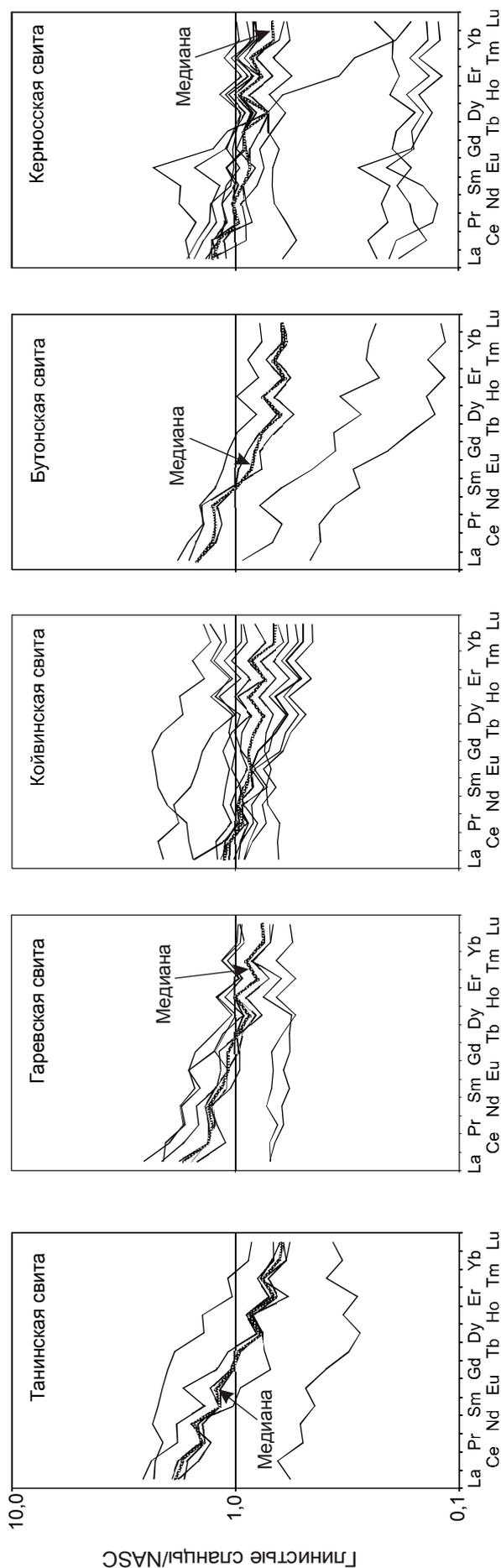
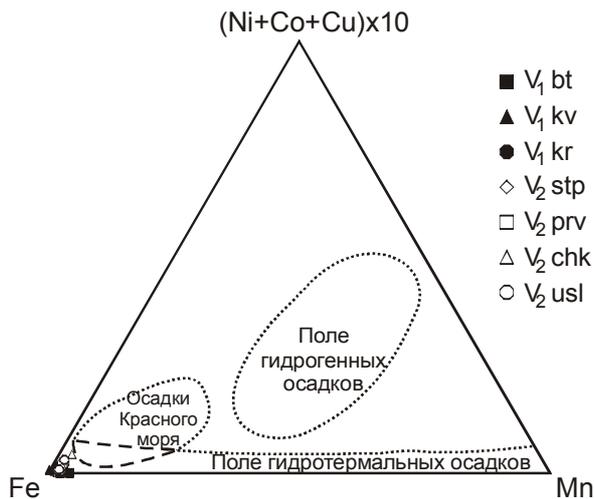


Рис. 7. Нормированные на NASC спектры распределения РЗЭ в глинистых сланцах серебрянской серии.

готовят к вершине Fe, попадая в область гидротермальных образований (рис. 8). Для того чтобы как-то разрешить это противоречие, мы нанесли точки составов тонкозернистых алюмосиликокластических пород обеих серий на диаграмму $(Fe + Mn)/Ti - 1000 \times (Al_2O_3/SiO_2)$, предложенную для разграничения осадочных и гидротермальных силицитов Е.В. Зайковой [1991]; практически все они оказались локализованы в поле обычных осадочных пород (рис. 9).

Глинистые сланцы *керносского уровня* характеризуются содержаниями F_2O_3 и MnO , соответственно, от 4,67 до 9,55 и от 0,03 до 0,20 %. Медианные значения модулей Страхова и Бострёма составляют в них $12,3 \pm 2,3$ и $0,61 \pm 0,05$. Отношение Zr/Hf в рассматриваемых образованиях равно $39,5 \pm 5,3$, при этом в образце us-13, отобранном из обнажения на правом берегу р. Усьва, примерно в 800 м ниже о-ва Паленый, из 30-сантиметрового прося между пиллоу-лавами базальтов шпалорезовского комплекса, оно достигает значения, характерного для пород с примесью эксгальтивного материала (55,0). На диаграмме $Ce/La - Zr/Y$ (рис. 10) все точки составов изученных нами образцов попадают в поле терригенных и туфогенных осадков окраин континентов [Деков, 1994; Морозов, 2000], иными словами, это типичные терригенные образования; медианное значение отношения Ce/La составляет $1,99 \pm 0,26$. Анализ медианных величин Eu/Eu^{*NASC} и Ce/Ce^{*NASC} на первый взгляд не выявляет каких-либо аномалий, однако большие значения стандартных отклонений (соответственно, 0,25 и 0,12) показывает заметную неоднородность выборок. И действительно, из 13 проанализированных образцов в 4 наблюдаются положительные относительно NASC аномалии Eu (от 1,33 до 1,54) и в 3 – отрицательные (0,85-0,87). Аналогичным образом обстоит дело и с содержаниями Ce – в 3 образцах значения Ce/Ce^{*NASC} составляют 1,11-1,13, а в трех других – 0,76-0,84. По общему облику нормированных на NASC спектров РЗЭ тонкозернистые терригенные породы керносской свиты можно разделить на несколько групп (рис. 11, табл. 2).



К первой группе принадлежат глинистые сланцы со спектрами распределения РЗЭ, сходными с теми, что типичны для большинства тонкозернистых терригенных отложений подстилающих уровней серебрянской серии (образцы us-19 и us-23, mz-10-1, mz-14-1 и mz-14-5). Величина отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ^{NASC} составляет в породах рассматриваемой группы от 1,27 до 1,90. Европиевая аномалия относительно NASC отсутствует (Eu/Eu^{*NASC} варьирует в пределах 0,94-0,97 или снижается до 0,85-0,87); то же можно сказать и о цериевой аномалии. Только в образце mz-10-1 величина Ce/Ce^{*NASC} составляет 0,76. Значения титанового и алюминиевого модулей, так же как и величины отно-

Рис. 8. Положение фигуративных точек составов глинистых сланцев и аргиллитов серебрянской и сылвицкой серий Кваркушско-Каменногорского антиклинория на диаграмме Fe-Mn-10 × (Ni + Co + Cu).

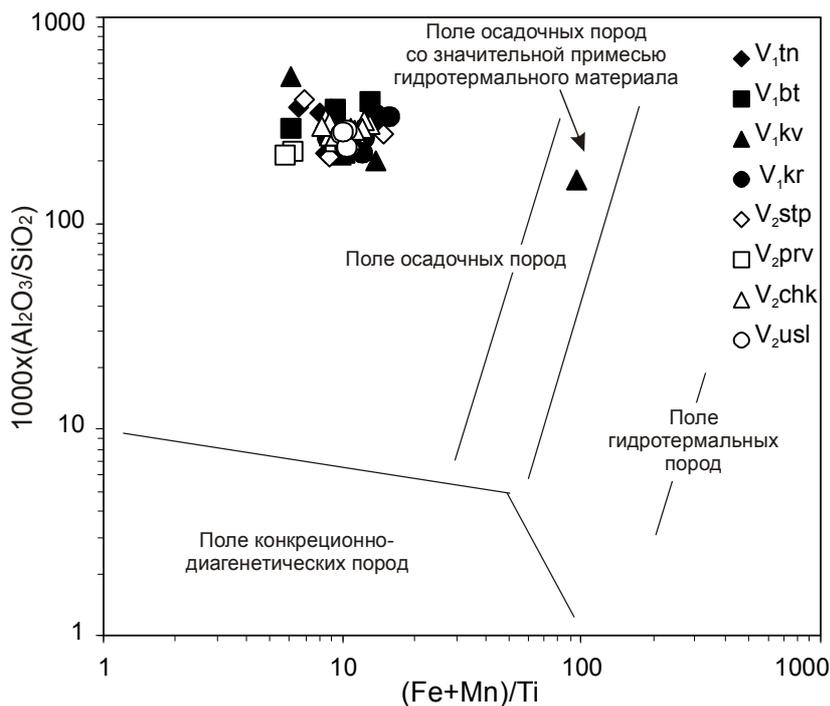
Условные обозначения см. на рис. 4.

шений Zr/Hf и Ce/La, указывают на отсутствие в составе глинистых сланцев данной группы эксгальтативного компонента.

Глинистые сланцы второй группы (образцы us-13, us-18, 02-syl-10, mz-10-3, 02-syl-06 и mz-14-2) характеризуются хорошо выраженной положительной относительно NASC европиевой аномалией, величина которой варьирует от 1,16-1,17 до 1,53-1,54. Цериевая аномалия в породах данной группы не наблюдается. Значения титанового и алюминиевого модулей указывают на отсутствие в рассматриваемых породах эксгальтативного компонента. Об этом же свидетельствует и величина отношения Ce/La, варьирующая в пределах 1,9-2,2, что, как известно [Дубинин, Волков, 1986; Стрекопытов и др., 1999, и др.], типично для обычных терригенных осадков. Отношение Zr/Hf в породах данной группы, напротив, в целом выше, нежели это характерно для терригенных образований (~ 33-35, [Стрекопытов и др., 1995]), и достигает в отдельных образцах 55 (! – А.М. и др.), при медианном значении 39,5±5,3. Все

Рис. 9. Положение фигуративных точек составов глинистых сланцев и аргиллитов серебрянской и сылвицкой серий Кваркушско-Каменногорского антиклинория на диаграмме (Fe + Mn)/Ti-1000 × (Al₂O₃/SiO₂).

Условные обозначения см. на рис. 4.



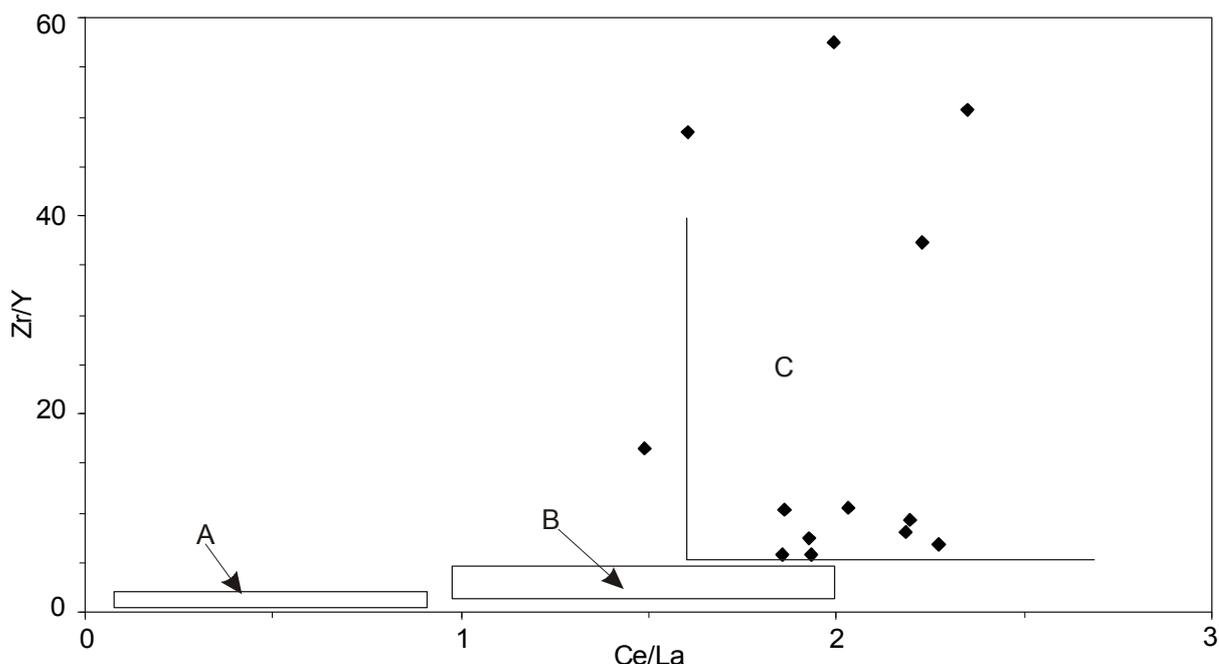


Рис. 10. Положение фигуративных точек составов глинистых сланцев керносской свиты на диаграмме Ce/La–Zr/Y.

Поля, по данным работы [Морозов, 2000]: А – гидротермальных, диагенетических и смешанных металлоносных осадков Тихого океана; В – средние пелагические глины мирового океана; С – терригенные и туфогенные осадки окраин континентов.

сказанное заставляет, на первый взгляд, предполагать, что глинистые породы второй группы формировались в непосредственной близости от зон разгрузки гидротерм. Однако сравнение спектров распределения РЗЭ в глинистых сланцах данной группы и базальтах шпалорезовского комплекса, локализованного среди отложений керносской свиты, показывает их несомненное сходство, что свидетельствует о присутствии в составе сланцев существенной доли тонкого базитового материала (пирокластита или вулканокластита)⁵. Из сказанного можно также сделать вывод, что отсутствие подобных спектров РЗЭ в глинистых сланцах других литостратиграфических подразделений серебрянской серии является доказательством отсутствия среди них субсинхронных вулканистов; это косвенно подтверждает уже упоминавшийся выше вывод С.Б. Суслова с соавторами [2002] о том, что в раннем венде на рассматриваемой территории существовал один ареал щелочного магматизма, продукты кото-

рого локализованы преимущественно среди отложений керносской свиты.

Исходя из характера распределения РЗЭ относительно NASC, среди глинистых сланцев второй группы можно выделить ряд разновидностей. К первой из них принадлежат породы с резко выраженным дефицитом тяжелых РЗЭ ($LPZЭ/TPZЭ^{NASC} = 6,36$). Именно для них характерны максимально высокие значения отношения Zr/Hf и положительной европиевой аномалии. Породы второй разновидности (образцы us-18, 02-syl-10 и mz-10-3) напоминают по форме кривых распределения РЗЭ большинство глинистых сланцев из подстилающих литостратиграфических единиц серебрянской серии. Глинистые сланцы третьей разновидности (образцы 02-syl-06 и mz-14-2) сходны по форме спектров РЗЭ с породами второй разновидности, но общее содержание РЗЭ в них ниже примерно на порядок.

К третьей группе глинистых сланцев в разрезах керносской свиты нами отнесены по-

⁵ Рассмотренная ситуация весьма близка той, что описана С.В. Стрекопытовым и А.В. Дубининым [1996] для осадков Гавайской зоны Тихого океана – состав РЗЭ осадков данной зоны вблизи Гавайских островов почти полностью повторяет состав РЗЭ гавайских базальтов.

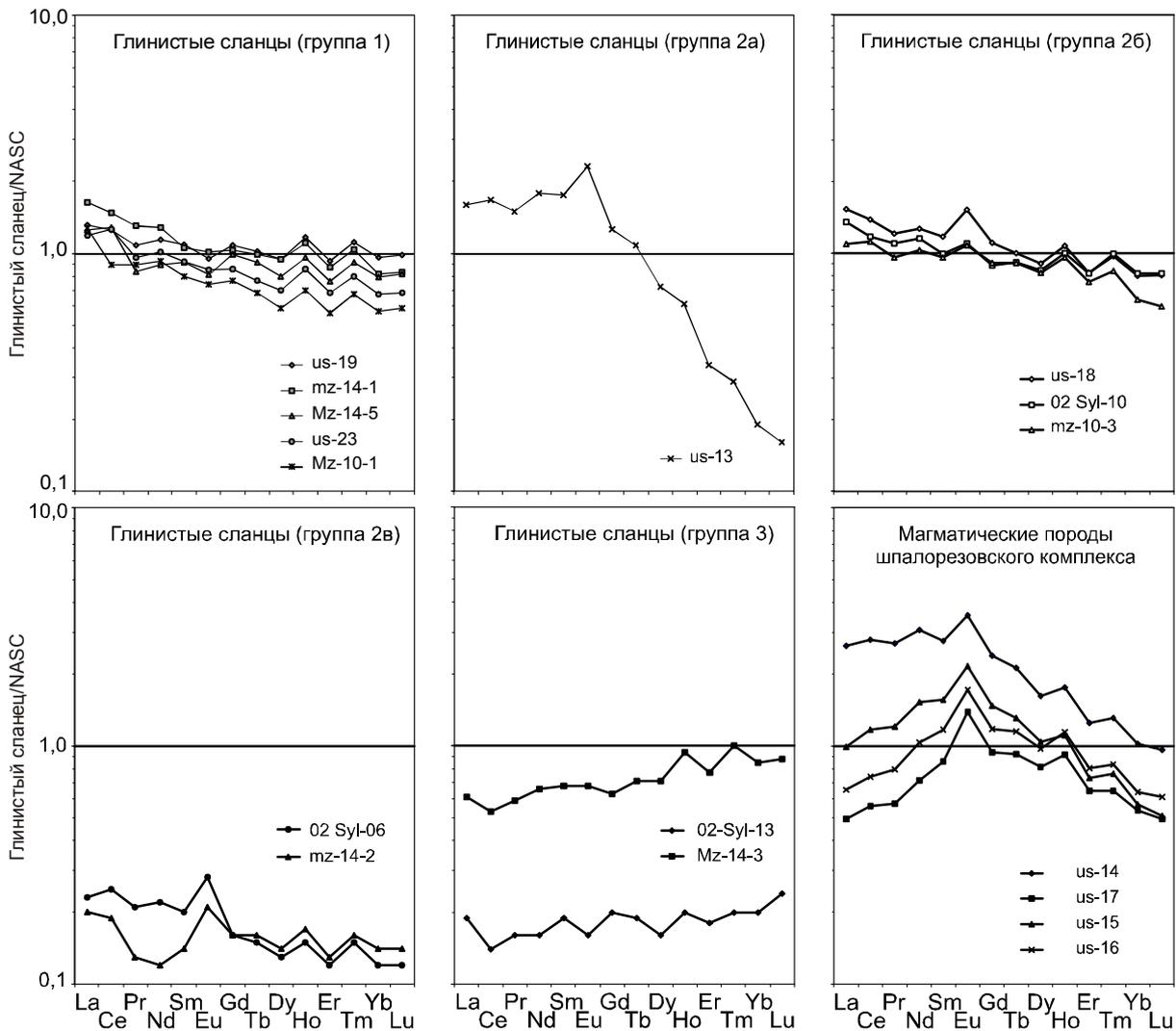


Рис. 11. Нормированные на NASC спектры распределения РЗЭ в тонкозернистых терригенных породах керносской свиты.

роды с принципиально иными спектрами распределения РЗЭ относительно NASC (образцы mz-14-3 и 02-syl-13). Характерные их черты – преобладание тяжелых лантаноидов (ЛРЗЭ/ТРЗЭ^{NASC} варьирует от 0,77 до 0,90) и присутствие отрицательной цериевой аномалии ($Ce/Ce^{*NASC} = 0,78-0,83$). Eu/Eu^{*NASC} варьирует от 0,85 до 1,03. Названные особенности позволяют, основываясь на данных приведенных в работах [Дубинин, Волков, 1986; Стрекопытов и др., 1995, 1999; Стрекопытов, Дубинин, 1996; Дубинин, Розанов, 2001; Дубинин, 2004, и др.], предполагать, что в составе проанализированных образцов присутствует некоторая примесь эксгальционного компонента, однако общее его количество, несомненно, достаточно мало, так как не отражается на других геохимических индикаторах.

Глинистые сланцы *старопечнинского* уровня характеризуются содержаниями Fe_2O_3 и MnO , соответственно, 5-8,8 и 0,11-0,47 %. Медианные значения титанового и алюминиевого модулей в них составляют $10,4 \pm 3,0$ и $0,61 \pm 0,05$. Нормированные на NASC спектры распределения РЗЭ в глинистых сланцах старопечнинской свиты (рис. 12) весьма сходны со спектрами РЗЭ в тонкозернистых терригенных породах гаревской и бутонской свит серебрянской серии. Медиана отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ^{NASC} в тонкозернистых терригенных породах рассматриваемого уровня составляет 1,54. Европиевая и цериевая аномалии не наблюдаются ($Eu/Eu^{*NASC} = 0,94 \pm 0,03$, $Ce/Ce^{*NASC} = 0,96 \pm 0,03$). Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ имеют типичный для подавляющего большинства постаршейских гли-

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

нистых пород облик ($La_N/Yb_N = 11,2$, $Eu/Eu^* = 0,65$ и $Gd_N/Yb_N = 1,58$) (рис. 13). Медианные значения отношений Ce/La и Zr/Hf составляют, соответственно, $2,01 \pm 0,22$ и $38,1 \pm 2,92$, что, так же как и все приведенные выше данные, указывает на отсутствие гидротермального материала в тонкозернистых породах рассматриваемого уровня сыльвицкой серии и принадлежность их к «обычным» терригенным образованиям.

Глинистые сланцы *перевалокской свиты* характеризуются значениями титанового и алюминиевого модулей, типичными для обычных осадочных образований – $10,2 \pm 2,1$ и $0,62 \pm 0,03$, соответственно. Нормированные на NASC спектры распределения РЗЭ имеют весьма пологий наклон ($LPЗЭ/TPЗЭ^{NASC} = 1,24$). В 12 из 13 проанализированных нами образцов данного уровня европиевая и цериевая аномалии отсутствуют ($Eu/Eu^{*NASC} = 0,94 \pm 0,10$, $Ce/Ce^{*NASC} = 1,02 \pm 0,06$). И только в образце mz-15-5, отобранном на правом берегу р. Межевая Утка, примерно в 500 м выше устья руч. Бол. Перевалок, присутствует положительная аномалия Eu (1,26), что, по аналогии с тонкозернистыми породами групп 2а и 2б керносской свиты, позволяет предполагать участие в их составе продуктов разрушения магматических

образований основного состава. Медианные значения отношений Ce/La и Zr/Hf в рассматриваемых нами образованиях составляют, соответственно, $2,14 \pm 0,13$ и $37,2 \pm 2,20$. Все приведенные выше литогеохимические характеристики глинистых пород перевалокского уровня сыльвицкой серии указывают на формирование их вне областей возможного влияния гидротермальных эксгаляций. Это, на наш взгляд, ставит под сомнение и высказанные раньше предположения о связи известных среди отложений перевалокской свиты фосфатопроявлений с продуктами основного и ультраосновного магматизма.

Аргиллиты *чернокаменской свиты*, исходя из типичных для них значений титанового и алюминиевого модулей Страхова и Бострёма (соответственно, $10,6 \pm 1,6$ и $0,61 \pm 0,04$), так же как и большинство тонкозернистых образований рассмотренных выше уровней, не несут примеси эксгалятивного материала. Только в одном из 32 проанализированных нами образцов величина Eu/Eu^{*NASC} составляет 1,12 (медиана $Eu/Eu^{*NASC} = 0,93 \pm 0,05$). Отрицательные аномалии церия, варьирующие от 0,67 до 0,74, наблюдаются всего в трех образцах (02-syl-28, 02-syl-24 и 02-syl-32), отобранных в верхней части разреза чернокаменской свиты в нижнем

Таблица 2

Некоторые геохимические параметры тонкозернистых терригенных пород керносской свиты серебрянской серии

Образцы/ параметры	LREE/HREE ^{NASC}	Zr/Hf	Eu/Eu ^{*NASC}	Ce/Ce ^{*NASC}	Ce/La	(Fe + Mn) /Ti	Al/(Al + Fe + Mn)
Группа 1							
us-19	1,27	42	0,87	0,99	2,0	9,9	0,67
mz-14-1	1,69	37	0,97	0,97	1,9	13,4	0,61
mz-14-5	1,34	36	0,85	1,13	2,2	13,8	0,61
us-23	1,59	40	0,96	1,12	2,3	12,3	0,63
mz-10-1	1,90	38	0,94	0,76	1,5	8,7	0,73
Группа 2							
Подгруппа 1 us-13	6,36	55	1,54	1	2,2	–	–
Подгруппа 2 us-18	1,67	45	1,33	0,95	1,9	10,2	0,58
02-syl-10	1,49	36	1,17	0,91	1,9	–	–
mz-10-3	1,50	40	1,16	1,04	2,2	12,1	0,69
Подгруппа 3 02-syl-06	1,82	44	1,53	1,11	2,3	–	–
mz-14-2	1,18	39	1,38	1,07	2,0	15,7	0,6
Группа 3							
mz-14-3	0,77	35	1,03	0,83	1,9	14,2	0,61
02-syl-13	0,90	40	0,85	0,78	1,6	–	–

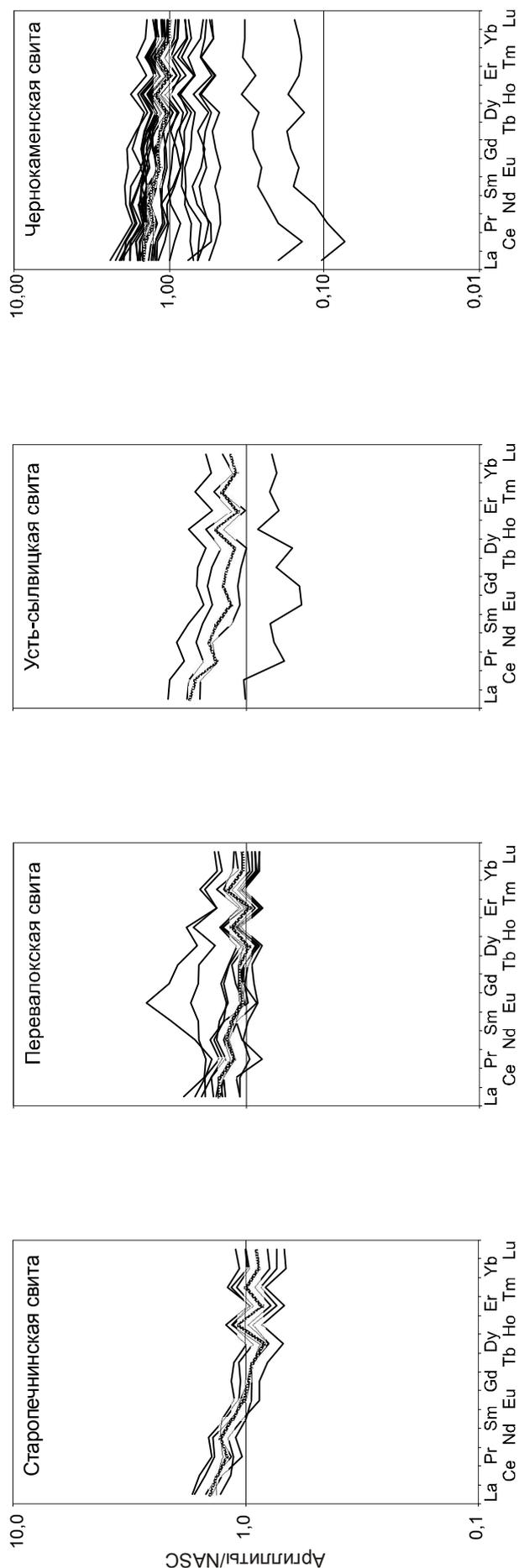


Рис. 12. Нормированные на NASC спектры распределения РЗЭ в глинистых сланцах и аргиллитах сылвицкой серии.

течении р. Сылвица (район обнажения 8 [Маслов и др., 2003]). Спектры РЗЭ, нормированные относительно NASC, в подавляющем большинстве образцов характеризуются весьма пологой формой при некотором преобладании легких лантаноидов над тяжелыми (медиана $LP3Э/TP3Э^{NASC} = 1,40$). Только в двух образцах аргиллитов (02-syl-24 и 02-syl-32) форма спектров принципиально иная – с отчетливо выраженной отрицательной цериевой аномалией и преобладанием тяжелых РЗЭ над легкими ($LP3Э/TP3Э^{NASC}$, соответственно, 0,70 и 0,75). Общее содержание РЗЭ в указанных образцах примерно на порядок меньше, чем в NASC. Все это как будто бы указывает на наличие в двух названных образцах эксгальтивных компонентов, однако значения отношений Ce/La и Zr/Hf в них близки к тем, что типичны для обычных терригенных отложений. На диаграмме $Ce/La-Zr/Y$ подавляющее большинство точек составов аргиллитов чернокаменской свиты расположено в поле терригенных и туфогенных осадков окраин океанов (рис. 14), что достаточно хорошо согласуется как с общим обликом отложений рассматриваемого уровня сылвицкой серии, так и с фактом присутствия в его разрезах значительного числа пепловых прослоев [Маслов и др., 2006].

Играющие сугубо подчиненную роль в разрезах *усть-сылвицкого* уровня аргиллиты характеризуются значениями титанового и алюминиевого модулей, указывающими на отсутствие в их составе эксгальционного материала. Нормированные на NASC спектры распределения РЗЭ в аргиллитах усть-сылвицкой свиты также позволяют предполагать доминирование в их составе терригенного (литогенного) материала ($LP3Э/TP3Э^{NASC} = 1,42$, $Eu/Eu^{*NASC} = 0,89 \pm 0,04$, $Ce/Ce^{*NASC} = 1,01 \pm 0,04$) (рис. 12). Величина отношения Zr/Hf варьирует в аргиллитах рассматриваемого уровня от 34 до 38, что типично для обычных терригенных осадков; отношение Ce/La составляет 2,02-2,16 – все это свидетельствует об отсутствии в составе тонкозернистых терригенных пород самого

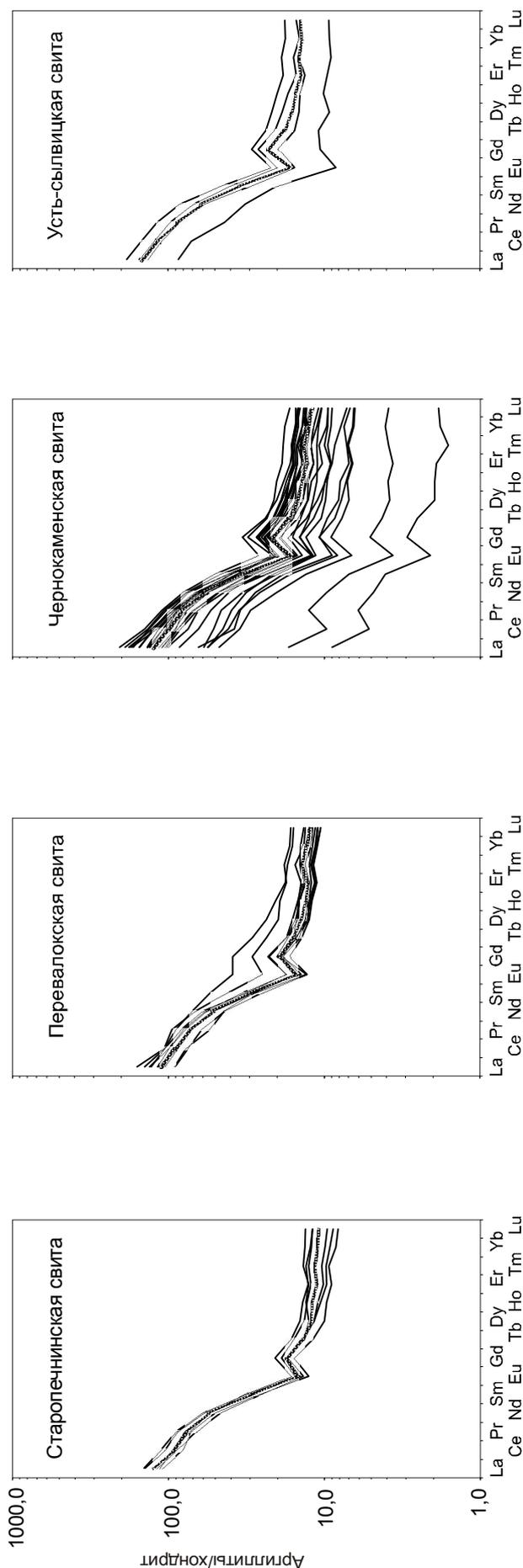


Рис. 13. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в глинистых сланцах и аргиллитах сыльвицкой серии.

молодого уровня сыльвицкой серии продуктов гидротермальной деятельности.

Заключение

Приведенные выше данные позволяют сделать ряд выводов.

Глинистые сланцы и аргиллиты всех литостратиграфических подразделений серебрянской и сыльвицкой серий Кваркушко-Каменногорского антиклинория имели преимущественно гидрослюдистый исходный состав с некоторой примесью хлорита, монтмориллонита и полевых шпатов.

Анализ геохимических особенностей (титановый и алюминиевый модули Страхова и Бострёма, нормированные на хондрит и NASC спектры распределения РЗЭ, отношения $LP3Э/TP3Э^{NASC}$, Eu/Eu^{*NASC} , Ce/Ce^{*NASC} , Zr/Hf , Ce/La и др.) глинистых сланцев танинской, гаревской, койвинской и бутонской свит серебрянской серии свидетельствует об отсутствии в проанализированных нами образцах примеси эксгальтивных компонентов.

Глинистые сланцы керносской свиты, завершающей разрез серебрянской серии, по характеру нормированных на NASC спектров РЗЭ подразделяются на ряд групп. К первой группе принадлежат тонкозернистые терригенные породы, спектры распределения РЗЭ в которых сходны с теми, что типичны для большинства исходно глинистых пород подстилающих уровней серии; в составе глинистых сланцев данной группы эксгальтивные компоненты отсутствуют. Глинистые сланцы второй группы характеризуются хорошо выраженной положительной аномалией Eu/Eu^{*NASC} и отсутствием цериевой аномалии. Отношение Zr/Hf в породах данной группы достигает в ряде образцов значений, типичных для пород, в составе которых присутствует значительная доля эксгальтивных компонентов. В то же время, значения титанового и алюминиевого модулей, а также отношения Ce/La , указывают на литогенную природу входящих в данную группу образований. Сравнение же спектров распределения РЗЭ в

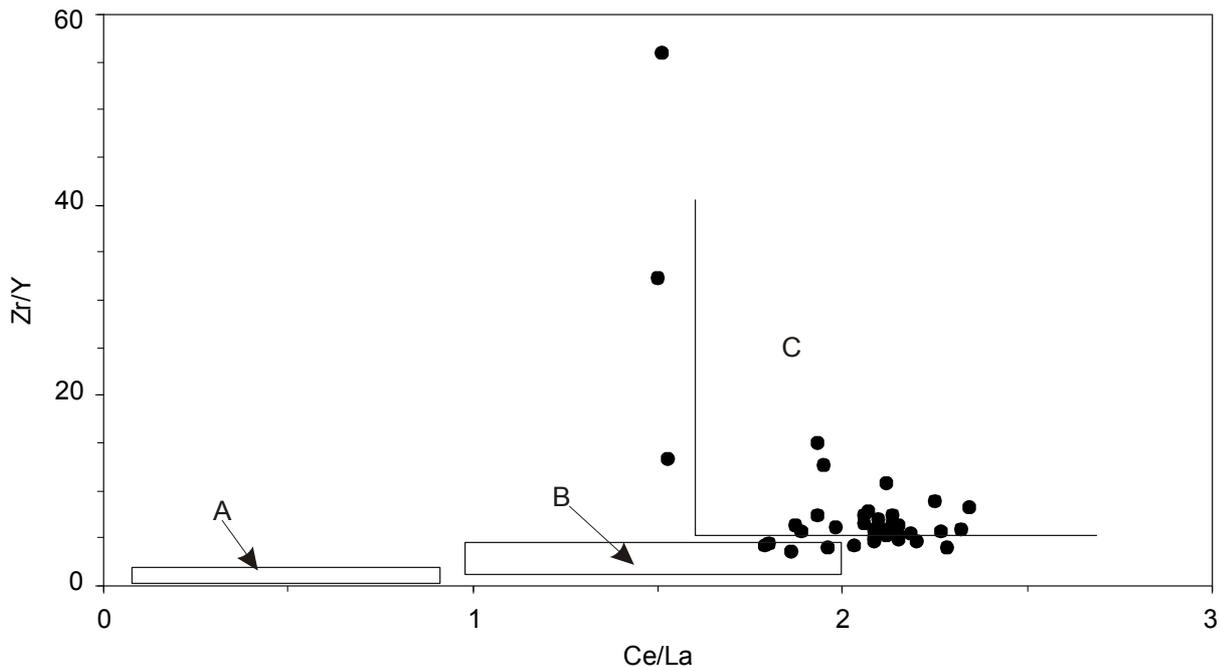


Рис. 14. Положение фигуративных точек составов аргиллитов чернокаменной свиты на диаграмме $Ce/La-Zr/Y$.

Поля те же, что и на рис. 10.

глинистых сланцах данной группы и базальтах шпалорезовского комплекса, локализованного среди отложений керносской свиты, показывает их несомненное сходство, что свидетельствует о присутствии в составе сланцев существенной доли тонкой базитовой пирокластике и/или вулканокластике. К третьей группе глинистых сланцев в разрезах керносской свиты относятся породы, в спектрах распределения РЗЭ относительно NASC которых преобладают тяжелые лантаноиды и наблюдается отрицательная Ce/Ce^{*NASC} аномалия. Это дает нам основание предполагать, что в составе входящих в данную группу образцов присутствует некоторая примесь эксгалационного компонента, однако общее его количество, несомненно, достаточно мало, так как не отражается на других геохимических индикаторах.

Глинистые сланцы и аргиллиты старопечнинской, перевалокской и усть-сыльвицкой свит сыльвицкой серии также не содержат в своем составе эксгалационного материала и принадлежат к «обычным» терригенным образованиям. Этот вывод заслуживает особого внимания в будущем, так как не согласуется с ранее высказанными предположениями о связи известных среди отложений перевалокской свиты фосфатопоявлений с продуктами основного и

ультраосновного магматизма. Аргиллиты чернокаменной свиты, исходя из типичных для них значений титанового и алюминиевого модулей, не несут примеси эксгалационного материала. Спектры РЗЭ, нормированные относительно NASC, в подавляющем большинстве проанализированных нами образцов данного уровня сыльвицкой серии характеризуются весьма пологой формой при некотором преобладании легких лантаноидов над тяжелыми и только в двух образцах форма спектров принципиально иная – с отчетливо выраженной отрицательной цериевой аномалией и преобладанием тяжелых РЗЭ над легкими, что позволяет предполагать присутствие в них эксгалационных компонентов. В то же время значения отношений Ce/La и Zr/Hf в этих породах сопоставимы с теми, что типичны для обычных терригенных отложений.

Среди всех проанализированных нами образцов глинистых сланцев и аргиллитов сыльвицкой серии отсутствуют породы с положительной аномалией Eu/Eu^{*NASC} . Это позволяет сделать вывод, что во время формирования верхневендских осадочных образований размыва субсинхронных им магматических и вулканических образований основного состава не происходило. В нижневендской последовательности Кваркушко-Каменногорского антиклинно-

рия заметное влияние на процессы осадконакопления основной вулканокластической зафиксировано только для тонкозернистых терригенных отложений керносской свиты. Это, на наш взгляд, подтверждает сделанный ранее С.Б. Суловым с соавторами [2002] вывод о том, что в раннем венде на рассматриваемой территории существовал только один временной уровень интенсивного проявления щелочного магматизма – керносский, с которым связано формирование обширного магматического ареала, включавшего благодатский, троицкий, кузьинский, дворецкий и шпалорезовский комплексы. К северу и востоку от него магматические образования становятся менее щелочными, в них снижается содержание некогерентных элементов и РЗЭ [Петров и др., 2005]. В северной части названного ареала извержения имели преимущественно подводный характер, тогда как в южной подводные излияния чередовались, по всей видимости, с кратковременными субаэральными эпизодами. В целом, накопление осадочных последовательностей раннего венда происходило в морских обстановках, сходных по ряду параметров с обстановками эмбриональных стадий раскрытия океанических бассейнов. Этому не противоречит и сделанный нами ранее [Маслов, 2000] вывод о том, что строение разрезов серебрянского уровня Среднего Урала и характер пространственного распределения в них микститов сопоставимы с моделями накопления марино-гляциальных отложений на шельфе и склоне седиментационного бассейна. Вполне возможно, как это предполагается В.В. Бочкаревым и Р.Г. Язевой [2000], что на территории современного западного склона Среднего Урала в конце раннего венда существовала серия субмеридиональных кулисных зон базальтоидного вулканизма, маркировавших ряд локальных микрорифтовых зон с крайне низкими (порядка 0,1 см/год) скоростями раздвига. Естественно, что в таких обстановках общий объем поступавшего в ранневендский бассейн гидротермального вещества был существенно меньше, чем в упоминавшемся выше рифте Таджура. Маскировке его присутствия в осадках в значительной мере способствовали и высокие скорости осадконакопления, типичные для прибрежных обстановок.

Таким образом, можно считать весьма вероятным, что только в конце раннего венда (керносское время) бассейн осадконакопления, существовавший в области сочленения Вос-

точно-Европейской платформы и Среднего Урала, был по ряду параметров близок к морским рифтогенным бассейнам, типичным для эмбриональных стадий раскрытия океанов. Чрезвычайно низкие скорости раздвига и, напротив, высокие темпы осадконакопления препятствовали влиянию на процессы формирования осадков в этом бассейне гидротермальных эксталяций.

В свете сказанного, вырисовывается необходимость проведения новых исследований, направленных на реконструкцию обстановок формирования известных среди отложений нижнего венда Кваркушко-Каменногорского антиклинория гематитового и гематит-магнетитового оруденения, а также многочисленных фосфатопроявлений, для которых ранее постулировалась взаимосвязь с ареалами щелочно-базальтоидного вулканизма.

Исследования выполнены при частичной поддержке гранта «Ведущие научные школы» (НШ-4210.2006.5).

Список литературы

- 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.
- Балашов Ю.А., Лисицын А.П.* Миграция редкоземельных элементов в океане // *Океанологические исследования.* 1968. № 18. С. 213-282.
- Беккер Ю.Р.* Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра, 1968. 159 с.
- Богданов Ю.А.* Осадочная формация спредингового хребта в рифте Таджура // *Геохимия и геология базальтов и осадков рифта Таджура (Аденский залив).* М.: Наука, 1989. С. 78-86.
- Бочкарев В.В.* Субщелочной магматизм в геодинамическом цикле Урала. Автореф. докт. дисс. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 42 с.
- Бочкарев В.В., Язева Р.Г.* Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 256 с.
- Бутузова Г.Ю.* Типы современных гидротермальных и гидротермально-осадочных образований активных зон Мирового океана // *Литология и полезные ископаемые.* 1989. № 5. С. 3-23.
- Бутузова Г.Ю.* Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. М.: ГЕОС, 1998. 312 с.
- Головенко В.К.* Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 267 с.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Мاستилл Т.М.Р., Крупенин М.Т.* Беломорская биота эдиакарского типа на Среднем Урале // *Докл. РАН.* 2005. Т. 401. № 6. С. 784-788.
- Гурвич Е.Г., Лукашин В.Н., Лисицын А.П., Ку-*

- ринов А.Д. Редкоземельные элементы и иттрий // Геохимия элементов-гидролизатов. М.: Наука, 1980. С. 71-116.
- Деков В. Гидротермальное осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1994. 208 с.
- Дубинин А.В. Редкоземельные элементы в процессах раннего диагенеза осадков Тихого океана // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 4. С. 346-354.
- Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 4. С. 339-358.
- Дубинин А.В., Волков И.И. Редкоземельные элементы металлоносных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия // Геохимия. 1986. № 5. С. 647-662.
- Дубинин А.В., Розанов А.Г. Геохимия редкоземельных элементов и тория в осадках и железомарганцевых конкрециях Атлантического океана // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 3. С. 311-323.
- Зайкова Е.В. Кремнистые породы офиолитовых ассоциаций (на примере Мугуджар). М.: Наука, 1991. 134 с.
- Зильберман А.М., Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. О магматических формациях западного склона Северного и Среднего Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь: Пермский госуниверситет, 2000. С. 52-54.
- Зильберман А.М., Морозов Г.Г., Корелин Г.П. Магматические комплексы пермской серии листов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Пермский госуниверситет, 2002. С. 124-146.
- Зильберман А.М., Чернышова Е.М., Кичигин Ю.Н. Новые проявления щелочно-ультраосновного вулканизма на западном склоне Среднего Урала // Доордовикская история Урала. Ч. 3. Вулканизм. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 30-46.
- Ибламинов Р.Г., Курбацкая Ф.А., Лебедев Г.В. и др. Металлогения венда-раннего палеозоя западного склона Среднего и Северного Урала // Палеогеография венда-раннего палеозоя (ПВРП-96). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996а. С. 70-73.
- Ибламинов Р.Г., Курбацкая Ф.А., Лебедев Г.В. и др. Металлогения рифея и венда западного склона Северного и Среднего Урала // Геология и минерагения докембрия северо-востока Европейской платформы и севера Урала. Сыктывкар: Геопринт, 1996б. С. 76-77.
- Иванов К.П., Чурилин Н.С. Распространение и условия образования фации гиалокластитов в некоторых уральских формациях // Палеовулканизм Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 10-33.
- Иванов С.Н. О байкалидах Урала // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237. № 5. С. 1144-1147.
- Иванов С.Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении геосинклиналей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. 77 с.
- Иванов С.Н. О доордовикской истории Урала и предгеосинклинальном развитии земной коры вообще // Доордовикская история Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 3-27.
- Иванов С.Н. О байкалидах Урала и Сибири // Геотектоника. 1981. № 5. С. 47-63.
- Карпущина Е.В., Первов В.А., Журавлев Д.З. Мафит-ультрамафиты западного склона Урала: венд-кембрийский внутриплитный магматизм // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII тект. совещ. М.: ГЕОС, 2000. С. 194-197.
- Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Гл. редакторы: М.А. Семихатов, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 2004. 299 с.
- Клюжина М.Л. Литология и условия образования ашинской серии Среднего Урала. Канд. дисс. Свердловск: ИГГ УФА АН СССР, 1969. 220 с.
- Клюжина М.Л. Вендская система Урала. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1991. 58 с.
- Кузьмин М.И., Зонениайн Л.П., Бобров Ю.Д. и др. Тектоника и магматизм рифта Таджура // Геохимия и геология базальтов и осадков рифта Таджура (Аденский залив). М.: Наука, 1989. С. 6-21.
- Курбацкая Ф.А. Докембрийские фосфоритонные отложения Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория Урала // Литология и генезис фосфатонных отложений СССР. М.: Наука, 1980. С. 93-105.
- Курбацкая Ф.А. Формации и палеотектоника Уральской окраины Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии: Автореф. докт. дисс. М.: МГУ, 1985. 38 с.
- Курбацкая Ф.А. О строении и развитии зоны сочленения Западного Урала и Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии // Докембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 50-59.
- Курбацкая Ф.А. Магматизм, метаморфизм и металлогения ранневендского интракратонного рифта на Урале // Магматизм и геодинамика. Мат-лы 1 Всерос. петрограф. совещ. Кн. 1. Уфа: УНЦ РАН, 1995. С. 116-117.
- Курбацкая Ф.А., Кучина О.В. О вендских фосфатонных породах Среднего Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь: Пермский госуниверситет, 2000. С. 61-65.
- Лукашин В.Н. О геохимии осадков рифта Таджура (Аденский залив) // Геохимия. 1989. № 10. С. 1466-1477.
- Лукашин В.Н., Левитан М.А., Тихомиров В.Н. Геохимическое поле донных осадков и его аномалии // Геохимия и геология базальтов и осадков рифта Таджура (Аденский залив). М.: Наука, 1989. С. 176-202.
- Маслов А.В. Некоторые особенности ранневендской седиментации на Южном и Среднем Урале // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 6. С. 624-639.
- Маслов А.В. Тектурные особенности пород усть-сыльвицкой свиты верхнего венда в типовом разрезе: к интерпретации условий формирования // Ежегодник-2002. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 65-69.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Крупенин М.Т.* Седиментационные особенности пород и условия формирования осадочных последовательностей нижней подбиты чернокаменной свиты венда в бассейне р. Сылвица // Ежегодник-2002. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2003. С. 70-82.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Крупенин М.Т.* Чернокаменная свита бассейна р. Усьва на Среднем Урале (особенности строения, седиментология, условия формирования) // Ежегодник-2003. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2004. С. 65-86.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Ронкин Ю.Л. и др.* Пепловые туфы в отложениях сыльвицкой серии верхнего венда (Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий, Средний Урал) // Литосфера. 2006. № 3. С. 45-70.
- Мигдисов А.А., Богданов Ю.А., Лисицын А.П. и др.* Геохимия металлоносных осадков // Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 122-200.
- Миляновский Е.Е., Никишин А.М., Горбачев А.М. и др.* Развитие рифтогенных и пострифтовых осадочных бассейнов Восточно-Европейской платформы и смежных метаплатформенных областей в позднем протерозое и фанерозое // Тектоника осадочных бассейнов (к 100-летию со дня рождения Н.С. Шатского). М.: Изд-во МГУ, 1995. С. 120-124.
- Морозов О.Л.* Геохимия и литология пород аккреционной призмы хребта Пекульней (Центральная Чукотка) // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 2. С. 192-213.
- Парначев В.П.* Вулканизм как индикатор тектонического режима в позднем докембрии (на примере восточной окраины Русской платформы и смежной части Южного Урала) // Глобальные палеовулканические реконструкции и тектоника. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 31-39.
- Парначев В.П.* О некоторых принципиальных вопросах рифейского осадконакопления на западном склоне Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий) // Геология и палеонтология Урала. Информационные материалы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 68-71.
- Парначев В.П.* Магматизм и осадконакопление в позднедокембрийской истории Южного Урала. Автореф. докт. дисс. Свердловск: ИГТ УрО АН СССР, 1988. 33 с.
- Парначев В.П.* О депрессионно-рифтогенной обстановке формирования рифейских западного склона Южного Урала // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Тез. докл. Всерос. совещ. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 1995. С. 77-78.
- Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л.* Допапалеозойские магматические комплексы Кваркушко-Каменногорского антиклинория (Средний Урал): новые данные по геохимии и геодинамике // Литосфера. 2005. № 4. С. 42-69.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. и др.* U-Pb (SHRIMP II) возраст цирконов из пепловых туфов чернокаменной свиты сыльвицкой серии венда (Средний Урал) // Докл. РАН. (в печати).
- Ронкин Ю.Л., Летишина О.П., Голик С.В. и др.* Мультиэлементный анализ геологических образцов кислотным разложением и окончанием на HR ICP-MS ELEMENT 2 // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2005. С. 423-433.
- Румянцева Н.А.* Щелочной вулканизм западного склона Урала // Доордовикская история Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 3-29.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Роскомнедра, ИГТ УрО РАН, 1993. 172 л.
- Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.; Наука, 1976. 299 с.
- Стрекопытов С.В., Дубинин А.В.* Редкоземельные элементы как индикаторы состава питающих провинций океана (на примере Транстихоокеанского профиля) // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 4. С. 438-444.
- 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.
- Стрекопытов С.В., Дубинин А.В., Волков И.И.* Общие закономерности поведения редкоземельных элементов в пелагических осадках Тихого океана // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 2. С. 133-145.
- Суслов С.Б., Зорин В.Н., Кинев А.Н.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Пермская. Лист О-40-ХVII. Объяснительная записка. Пермь: Пермское государственное предприятие «Геокарта», 2002. 172 с.
- Формирование земной коры Урала / С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др. М.: Наука, 1986. 248 с.
- Хворова И.В.* Вулканизм и осадкообразование // Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 9-55.
- Чумаков Н.М.* Тиллиты и тиллоиды западного склона Среднего Урала // Разрезы верхнего рифея, венда и нижнего палеозоя Среднего и Южного Урала. Путеводитель геологических экскурсий Всерос. совещ. «Палеогеография венда-раннего палеозоя». Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 1996. С. 74-82.
- Юдович Я.Э., Керпис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Barrett T.J., Jarvis J.* Rare-earth element geochemistry of metalliferous sediments from DSDP Leg 92: the East Pacific Rise transect // Chem. Geol. 1988. V. 67. P. 243-259.
- Bender M., Broecker W., Gornitz V. et al.* Geochemistry of three cores from the East Pacific Rise // Earth Planet. Sci. Lett. 1971. V. 12. P. 425-433.

- Bonatti E., Kraemer T., Rydell H.* Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits // Ferromanganese deposits on the ocean floor / Ed. D. Horn. Internat. Decade on ocean exploration. 1972. P. 149-161.
- Bonatti E., Zebri M., Kay R., Rydell H.* Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading centers // Geol. Soc. Am. Bull. 1976. V. 87. P. 83-94.
- Bostrom K.* The origin and fate of ferromanganese active ridge sediments // Stockholm Contrib. Geol. 1973. V. 27. № 2. P.148-243.
- De Baar H.J.W., Bacon M.P., Brewer P.G.* Rare earth elements in the Pacific and Atlantic Oceans // Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. V. 49. P. 1943-1959.
- Elderfield H., Sholkovitz E.R.* Rare earth elements in the pore waters of reducing nearshore sediments // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 82. P. 280-288.
- Fagel N., Andre L., Debrabant P.* Multiple seawater-derived geochemical signature in Indian oceanic pelagic clays // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 989-1008.
- German C.R., Klinkhammer G.P., Edmond J.M. et al.* Hydrothermal scavenging of rare-earth elements in the ocean // Nature. 1990. V. 345. P. 516-518.
- Herron M.M.* Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. 1988. V. 58. P. 820-829.
- Kato Y., Ohta I., Tsunematsu T. et al.* Rare earth element variations in Mid-Archean banded iron formations: implications for the chemistry of ocean and continent and plate tectonics // Geochim. Cosmochim. Acta. 1998. V. 62. № 21/22. P. 3475-3497.
- Liu Y.-G., Miah M.R., Schmitt R.A.* Cerium: a chemical tracer for paleo-oceanic redox conditions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. V. 52. P. 1361-1371.
- Michard A., Albarede F.* The REE content of some hydrothermal fluids // Chem. Geol. 1986. V. 55. P. 51-60.
- Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Gerlach D.C. et al.* Rare earth, major and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California: Assessing REE sources to fine-grained marine sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 1875-1895.
- Olivarez A.M., Owen R.M.* The europium anomaly of seawater: implications for the REE content of seawater // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 53. P. 757-762.
- Piper D.Z., Graaf P.A.* Gold and rare-earth elements in sediments from the East Pacific Rise // Marine Geol. 1974. V. 17. № 5. P. 287-297.
- Ruhlin D.E., Owen R.M.* The rare element geochemistry of hydrothermal sediments from the East Pacific Rise: examination of a seawater scavenging mechanism // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. № 3. P. 393-400.
- Sholkovitz E.R.* Rare earth elements in the sediments of the North Atlantic Ocean, Amazon delta, and East China Sea: reinterpretation of terrigenous input patterns to the oceans // Amer. J. Sci. 1988. V. 288. P. 236-281.
- Toyoda K., Nakamura Y., Masuda A.* Rare earth elements of Pacific pelagic sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. P. 1093-1103.
- Wright J., Schrader H., Holser W.T.* Paleoredox variations in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil apatite // Geochim. Cosmochim. Acta. 1987. V. 51. P. 631-644.

Рецензент доктор геол.-мин. наук Г.Ю. Бутузова