

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ В ПАЛЕОЗОЙСКОМ РАЗРЕЗЕ БОРОВСКОЙ ЗОНЫ (ЮГО-ЗАПАД ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

© 2012 г. Г. А. Мизенс, Л. В. Кокшина

Статья основана на материале, полученном в результате изучения керна параметрической скважины Курган-Успенская-1 (КУ-1) и ряда поисковых скважин, пробуренных в пределах Боровской зоны, относящейся к окраине Казахстанского палеоконтинента (рис. 1). Живетский и франкий ярусы девона на рассматриваемой территории сложены красноцветными песчаниками, гравелитами и конгломератами с горизонтами глинистых пород (от 30–40 см до 1.5–2 м): красно-бурых аргиллитов, песчаных и слабо песчаных, нередко с каличе. Встречаются пакеты чередующихся глин и тонкозернистых песчаников. Выше, на уровне фаменского яруса верхнего девона, турнейского и низов визейского яруса нижнего карбона, распространены известняки, местами с маломощными прослоями аргиллитов. В верхней части вскрытого палеозойского разреза (верхняя часть нижнего визе) снова залегает терригенная толща, преимущественно красноцветная, в составе которой много глинистых пород, в том числе прослои и линзы относительно однородных плотных аргиллитов (вероятнее всего бентонитов) – светло-серых, зеленовато-серых, бурых с незначительной примесью песчаных зерен. Упомянутые красноцветные толщи (как девонская, так и каменноугольная) имеют континентальное происхождение, в их составе развиты ал-

лювиальные и пролювиальные фации [8]. Карбонаты формировались в мелководном морском бассейне с нормальной соленостью, на что указывает обилие разнообразных органических остатков.

Девонские и каменноугольные песчаники по петрографическому составу различаются незначительно (рис. 2). Те и другие сложены петрокластическими полевошпатовыми и собственно граувакками, обломочные компоненты которых состоят из вулканогенного (пирокластического) материала среднего и/или основного состава, в разной степени перемытого [5]. Наиболее существенным отличительным признаком является постоянное присутствие в девонских песчаниках пластинок ожелезненного биотита, а иногда и зерен калиевого полевого шпата.

В составе глинистых пород в девонской части разреза существенную роль играют гидрослюда и хлорит, количество которых составляют 20–40%, присутствует серицит, а также цементирующие минералы – гематит, иногда кальцит (до 6%). В некоторых образцах идентифицируется опал, возможна небольшая примесь цеолитов.

Прослои глинистых пород в толще карбонатов турнейского яруса представлены смешанным комплексом минералов, в составе которых преобладает монтмориллониты и смешанослойные образования, содержащие монтмориллонитовые слои. Почти всегда присутствуют иллиты, нередко комочки глауконитов. Широко распространен каолинит, слагающий гнезда (0.1–0.3 мм) в карбонатах и в глинистой породе, образующий микрочешуйчатые агрегаты в пустотах, порах (в том числе в полостях внутри раковин), а также по некоторым обломочным зернам (полевым шпатам, вулканитам) и, вероятно, по первичному глинистому матриксу. В нижней части карбонатной толщи был зафиксирован микрослоистый (слойки 0.5–2 мм) горизонт своеобразной песчано-глинистой породы. Слойки песчаников в пределах этого горизонта сложены угловатыми, оскольчатыми, иногда округленными зернами полевых шпатов и, вероятно, кислого вулканического стекла, почти полностью (на 90%) замещенными микрочешуйчатым каолинитом (подтвержденным рентгенофазовым анализом, а также микрозондовыми исследованиями). Присутствие обломков стекла предполагается по оскольчатой форме многих зерен. Глинистые слои, в свою очередь, сложены тонкочешуйчатым, буровато-серым, иногда зеленоватым с высоким двупреломлением (0.015–

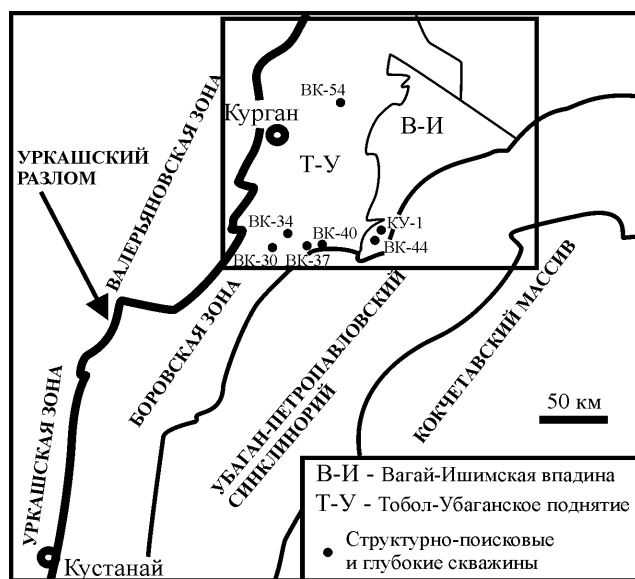


Рис. 1. Схема взаимного расположения основных тектонических структур на юго-западе Западной Сибири (на основе схемы А.И. Ивлева [3]).

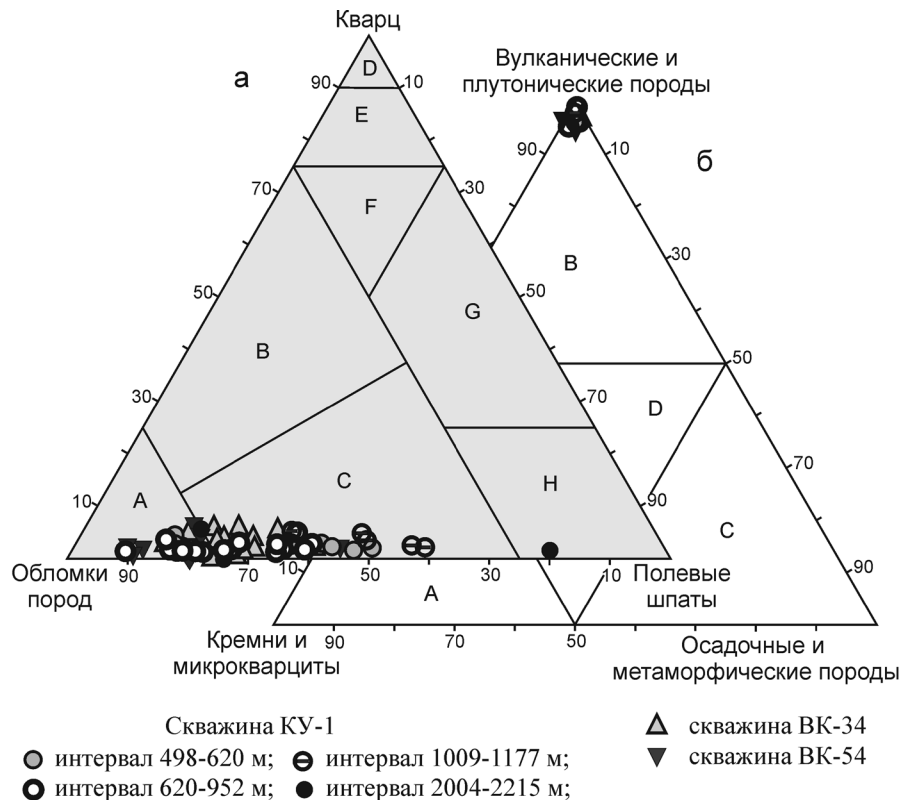


Рис. 2. Диаграммы состава песчаников (на основе классификации [12]).

а – основная диаграмма, б – диаграмма соотношения обломков пород.

0.020) минералом, который, по данным рентгенофазового анализа, является иллитом. В песчаных слоях каолиновые зерна сгружены плотно, там гидрослюда представляет собой пленочный и поровый цемент.

Бентониты в составе красноцветов нижнего визе чаще всего сложены тонкими, удлиненными, иногда спутанными чешуйками, волокнами глинистого минерала, нередко ориентированными, что придает породе вид монокристалла (желтовато-бурого в скрещенных николях, буроватого – в параллельных). По данным рентгенофазового, термического и микрозондового анализов этот минерал представляет собой монтмориллонит. Лишь в единичных случаях отмечается присутствие небольшого количества железистого хлорита, возможно развивающегося по обломкам вулканитов, и иллита. Отмечается присутствие микро- и криптокристаллического кварца (от 10–20 до 40–50%), что характерно для бентонитов (рис. 3). Содержание SiO₂ в этих породах от 67 до 76%, что заметно выше, чем во вмещающих песчаниках (55–63%) и выше, чем в глинистых породах среднего-верхнего девона (61–68%). Порода со значительным количеством такого кварца тоже ведет себя как монокристалл с волнистым погасанием. Эта порода достаточно плотная и внешне несколько напоминает микрозернистый карбонат.

Точный химический состав глинистых минералов, слагающих бентониты, получить не удалось, так как при проведении микрозондового анализа чешуйки глинистой фазы быстро выгорают, и под ними вскрывается кварц. В связи с этим количество кремнезема в микрозондовых определениях оказывалось завышенным. В то же время надежно фиксировалось соотношение щелочей, показывающее, что содержание K₂O в 1.5 раза больше суммы CaO и Na₂O, хотя гидрослюда здесь имеют второстепенное значение. Следовательно, часть калия входит в состав смешанослойных образований, вероятно, типа монтмориллонит-иллит. Взаимоотношения кварца и монтмориллонита хорошо видны на снимках сколов пород под электронным микроскопом (см. рис. 3).

По данным рентгенофазового анализа зауральские бентониты сложены кальциево-магниевого разновидности монтмориллонитов ($d_{(001)} = 14.0–14.4 \text{ \AA}$) [9], что указывает на континентальный (озерный) генотип [1] и, таким образом, согласуется с выводами фациального анализа [8].

На дериватограммах монтмориллонитов четко выделяются три основных пика (рис. 4), соответствующих эндотермическим реакциям в результате обезвоживания. Первый пик обусловлен потерей межслоевой воды [11]. В нашем случае ему соответствует температура 100–120°C. Вторая эндотермическая реакция связана с потерей гидроксила

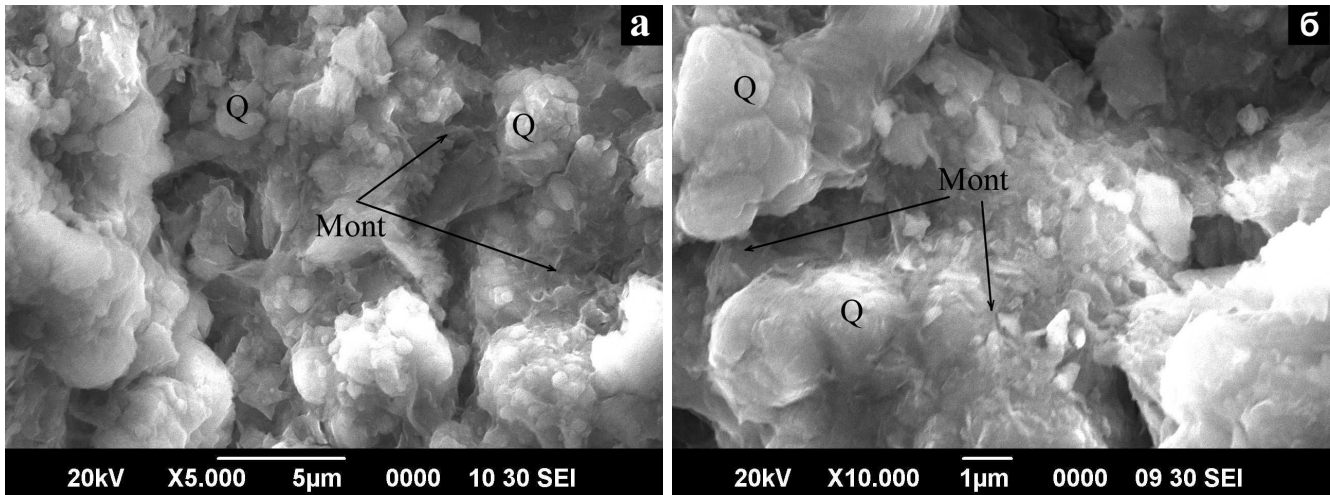


Рис. 3. Взаимоотношения зерен крипнокристаллического кварца и чешуек монтмориллонита (скв. КУ-1, глубина 603 м, визейский ярус, C_1).

кристаллической решетки, для нее характерна температура 680–740°C. Третья эндотермическая реакция наименьшей интенсивности, фиксирует разрушение обезвоженной решетки монтмориллонита при температуре около 930–950°C. По мнению А.А. Сабитова и А.Н. Тетерина [1], потеря кристаллизационной воды в интервале температур 600–700°C указывает на принадлежность минерала к вулканогенно-осадочному типу.

На данный генетический тип монтмориллонита указывает и слабое постдиагенетическое преобразование пород – до стадии начального катагенеза [7]. В.А. Дриц и А.Г. Коссовская [2] неодно-

кратно обращали внимание, что в осадочных толщах смектиты недолговечны и уже при температурах 50–100°C преобразуются в смешанослойные фазы. В то же время, в смектитах бентонитов аналогичный процесс происходит значительно медленнее [14].

В рассматриваемых бентонитах нередко фиксируется присутствие каолинита в количестве до 10% и более. Однако изучение пород в шлифах показывает, что этот минерал имеет вторичную природу. Наряду с кальцитом, а иногда и кварцем, он приурочен к пустотам, сохранившимся после разложения корневых систем растений (ризоидов). Как и

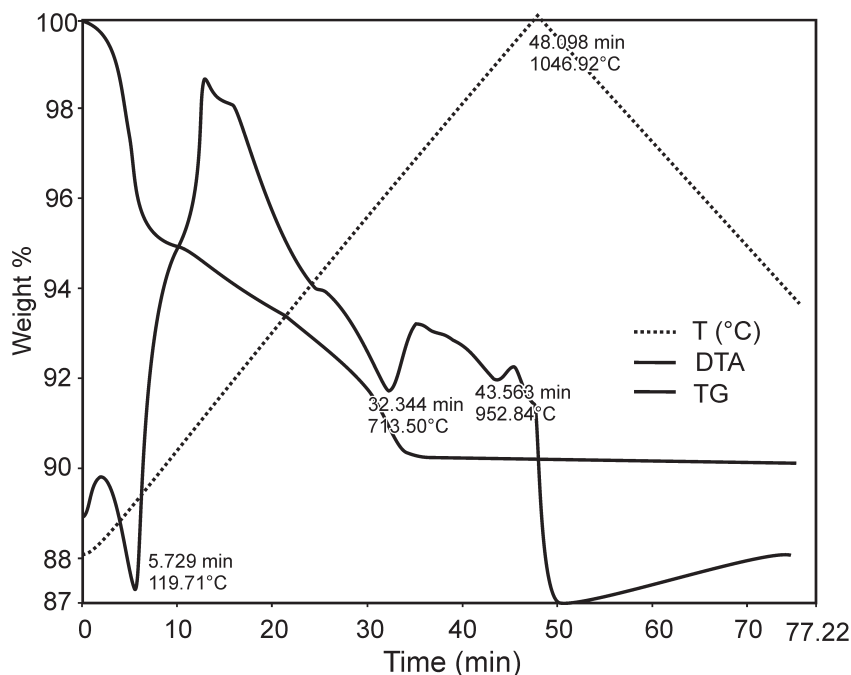


Рис. 4. Дериватограмма с отмеченными пиками монтмориллонита (скв. КУ-1, глубина 685 м, визейский ярус, C_1).

кальцит, каолинит может кристаллизоваться из поровых флюидов, обогащенных CO₂ [например, 10]. О влиянии флюидов, в том числе глубинных, на состав аутигенных минералов свидетельствуют также рассеянные включения кристаллов целестина и барита, сфалерита, халькопирита, ангидрита, кварца и др. Эти минералы нередко кристаллизуются и в трещинах, пересекающих глинистую породу. В некоторых пробах отмечаются ураганские содержания таких элементов, как цинк, кадмий, свинец, уран, молибден, таллий, тантал, германий, медь, кобальт, свидетельствующие о точечных включениях гидротермальных сульфидов (сфалерита, галенита, молибденита и др.).

Среди других аутигенных минералов следует отметить присутствие пирита – тонкодисперсного и в виде стяжений, скоплений (неправильных и кристаллических агрегатов), в том числе фрамбоидального, гидроокислов железа, сидерита. Считается, что типичными индикаторами присутствия пирокластике являются цеолиты, но в составе рассматриваемых пород они практически отсутствуют. Лишь в редких случаях рентгенофазовый анализ улавливает следы этой группы минералов. Только в одном образце песчаника было зафиксировано присутствие гейландита в виде многочисленных агрегатов красноватых кристаллов, вероятно, обусловленных процессами флюидного катагенеза [7]. Отсутствие цеолитов, возможно, связано с наличием каолинита, так как имеются данные [14, 17], что эти две группы минералов являются антагонистами, они формируются в различных условиях. Для того чтобы кристаллизовались цеолиты, необходима щелочная среда, которую могли бы обеспечить карбонаты [4], но они практически отсутствуют.

По особенностям химического состава глинистые (и песчаные) породы разных уровней также несколько различаются. Живет-франские красноцветы более щелочные, что отражено на известной диаграмме М. Херрона (рис. 5). К тому же для глинистых пород девона и нижнего визе характерны оксиды разных щелочных металлов. В девонских аргиллитах содержание K₂O

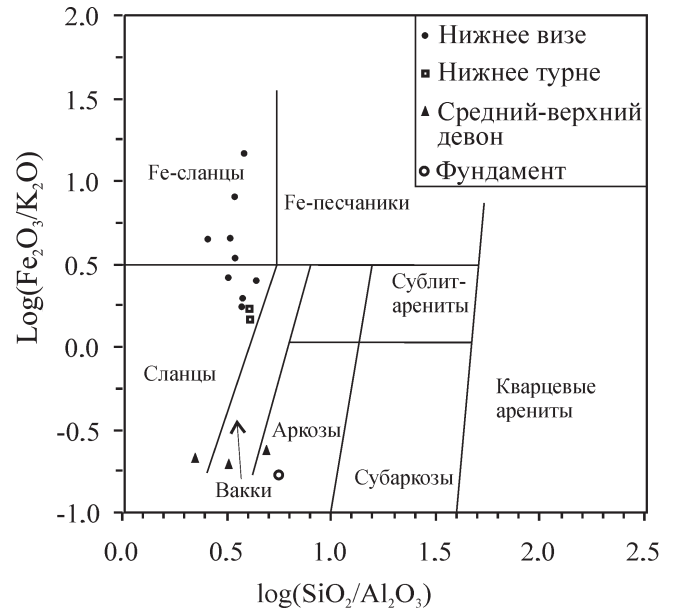


Рис. 5. Положение фигуративных точек песчаников Боровской зоны на диаграмме М. Херрона [18].

2.0–4.5%, Na₂O – 0.5–1.1% (много иллита, присутствуют калиевые полевые шпаты), а на уровне нижнего визе, соответственно, 0.5–2.6% и 1.4–3.5% (иллита мало, среди полевых шпатов только плагиоклазы). В глинистых прослоях в толще карбонатов турнейского яруса K₂O еще больше – 2.6–8.7% (среди глинистых минералов преобладают иллит и глауконит), а содержание Na₂O менее 0.4%. Индекс химического выветривания (CIA = [Al₂O₃/(Al₂O₃ + CaO + Na₂O + K₂O)] × 100) у всех рассматриваемых аргиллитов (как и песчаников) низкий (50–70), следовательно, материнские породы практически не подвергались выветриванию. Глинистые породы всех трех уровней несколько различаются и по петрохимическим модулям Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [13] – табл. 1.

Рассматриваемые группы глинистых пород различаются и по характеру распределения редкоземельных элементов (рис. 6). У средневерхнедевонских аргиллитов концентрация РЗЭ

Таблица 1. Величины петрохимических модулей

Петрохимические модули		Аргиллиты		
		Нижнее визе	Турне	Средний-верхний девон
Гидролизатный модуль	(TiO ₂ +Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃ +FeO+MnO)/SiO ₂	0.31–0.63	0.40–0.85	0.31–0.73
Титановый модуль	TiO ₂ /Al ₂ O ₃	0.05–0.10	0.02–0.03	0.04–0.08
Железный модуль	(Fe ₂ O ₃ +FeO+MnO)/(TiO ₂ +Al ₂ O ₃)	0.23–0.52	0.13–0.30	0.37–0.82
Фемический модуль	(Fe ₂ O ₃ +FeO+MnO+MgO)/SiO ₂	0.07–0.22	0.12–0.22	0.11–0.34
Модуль нормированной щелочности	(Na ₂ O+K ₂ O)/Al ₂ O ₃	0.13–0.26	0.17–0.52	0.10–0.40
Щелочной модуль	Na ₂ O/K ₂ O	0.27–4.58	менее 0.07	0.16–0.54
Натриевый модуль	Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0.05–0.20	менее 0.03	0.03–0.07
Калиевый модуль	K ₂ O/Al ₂ O ₃	0.03–0.18	0.17–0.52	0.15–0.35
Алюмокремниевый модуль	Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.21–0.39	0.29–0.74	0.21–0.33

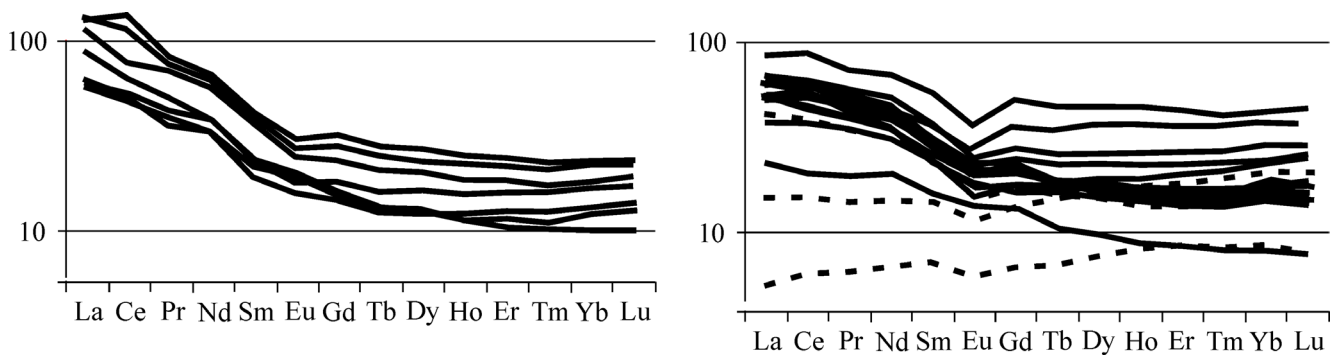


Рис. 6. Кривые распределения редкоземельных элементов, характерные для глинистых пород.

Слева девонские красноцветы, справа – визейские (сплошные линии) и турнейские (пунктир). Содержание нормировано по хондриту [16].

высокая (80–187 г/т), отношение легких к тяжелым элементам (La_n/Yb_n) чаще всего 5–6, причем наклоны кривых легкой части спектра заметно больше (La_n/Sm_n – 2.7–3.7), чем тяжелой (Gd_n/Yb_n – 1.1–1.4). Отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu^*) слабо выражена (0.8–0.92) или отсутствует, цериевая аномалия (Ce/Ce^*) неустойчивая, слабая (0.84–1.3). У аргиллитов (бентонитов) ранневизейского возраста концентрация РЗЭ в целом ниже (85–121 г/т) и кривые распределения более пологие – отношение легких к тяжелым элементам (La_n/Yb_n), как правило, укладывается в пределы 2.0–3.8, главным образом за счет более слабого наклона кривых легкой части спектра (La_n/Sm_n – 1.5–2.3). Отношение Gd_n/Yb_n примерно такое же, как у девонских пород – 0.9–1.5. Отрицательная европиевая аномалия здесь выражена отчетливее (0.70–0.84, редко 0.95), цериевая аномалия в общем отсутствует (0.96–1.2). Концентрация и распределение РЗЭ в аргиллитах из турнейской карбонатной толщи изменчивые, что, скорее всего, связано с локальными вторичными процессами.

Характер распределения РЗЭ, вероятно, является унаследованным от материнских пород. В ходе фракционирования и перераспределения элементов в постседиментационных процессах многие из них, в том числе легкие РЗЭ, уходят в раствор. В результате происходит обогащение осадка тяжелыми РЗЭ, являющимися более устойчивыми в этих условиях. Большой частью они при этом входят в состав глинистых минералов и коллоидов [15]. К тому же, при замещении первичного плагиоклаза и биотита вторичными минералами довольно часто наблюдается возрастание концентрации Eu [6], что приводит к исчезновению отрицательной аномалии, характерной для пород с большим количеством плагиоклазов. Следовательно, наличие отчетливой аномалии европия в зауральских бентонитах может свидетельствовать о незначительных постседиментационных изменениях пород, что подтверждается и петрографическими данными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Генетические типы и закономерности распространения месторождений бентонитов в СССР / Кирсанов Н.В., Ратеев М.А., Сабитов А.А. и др. М.: Недра, 1981. 214 с.
2. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Слоистые силикаты в земной коре. Сообщение 2. Группы смектитов, слюд, хлоритов и палыгорскит-сепиолитов // Литология и полезные ископаемые. 1985. № 1. С. 3–16.
3. Ивлев А.И. Магматизм и геодинамика области сочленения Урала и Казахстана. Рудный-Кустанай: СКФ АМР РК, 2008. 500 с.
4. Клеценко Н.С., Мизенс Г.А. Некоторые особенности катагенеза средне-верхнепалеозойских осадочных и вулканогенно-осадочных образований Южного Урала // Осадочные процессы: седиментогенез, литогенез, рудогенез: мат-лы 4 Всеросс. литолог. совещ. М.: ГЕОС, 2006. Т. 1. С. 258–260.
5. Кокшина Л.В., Мизенс Г.А. Бентониты в палеозойском разрезе Боровской зоны (юго-запад Западной Сибири) // Диагностика вулканогенных продуктов в осадочных толщах: мат-лы Российского совещ. с междунар. участ. Сыктывкар: Геопринт, 2012. С. 98–101.
6. Копорулин В.И., Ляпунов С.М., Середин В.В. Редкоземельные элементы в глинистой фракции угленосных отложений Аркалинского (Магаданская область) и Долинского (о. Сахалин) месторождений угля // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 5. С. 527–542.
7. Мизенс Г.А., Кокшина Л.В. Петрографические особенности терригенных толщ доюрского фундамента на юго-западе Западно-Сибирской плиты и возможные источники обломочного материала // Концептуальные проблемы литологических исследований в России: мат-лы 6-го Всеросс. литолог. совещ. Казань: Казан. ГУ, 2011. Т. II. С. 41–44.
8. Мизенс Г.А., Кучева Н.А., Степанова Т.И. и др. Стратиграфия и условия образования девонских и каменноугольных отложений Тобол-Убаганского поднятия и Вагай-Ишимской впадины (юго-западная окраина Западной Сибири) // Литосфера. 2011. № 4. С. 20–44.
9. Попов В.Е. Генезис вулканогенно-осадочных месторождений и их прогнозная оценка. Л.: Недра,

1991. 287 с.
10. Розин А.А., Сердюк З.Я. Преобразование состава подземных вод и пород Западно-Сибирской плиты под воздействием глубинного углекислого газа // Литология и полезные ископаемые. 1970. № 4. С. 102–113.
 11. Сапаргалиев Е.М. Формирование, закономерности размещения и разработка новых технологий использования бентонитовых глин Восточного Казахстана // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Усть-Каменогорск, 2010. 50 с.
 12. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др. СПб.: Недра, 1998. 352 с.
 13. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб: Наука, 2000. 479 с.
 14. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.
 15. Brookins D.G. Angueous Geochemistry of Rare Earths // Eds Lipin B.R., McKey G.A. Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Reviews in mineralogy // Miner. Soc. Of America. 1989. V. 21. P. 201–225.
 16. Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 1199–1212.
 17. Ghent E.D., Miller B.E. Zeolite and clay-carbonate assemblages in the Blairmore Group (Cretaceous) Southern Alberta Foothills, Canada // Contribs. Mineral. Petrol., 1974. V. 44, № 4. P. 313–329.
 18. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log date // J. Sed. Petrol. 1988. V. 58. P. 820–829.