

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ КАЛБА-НАРЫМСКОГО ТЕРРЕЙНА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

*Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН
(проект партнерских фундаментальных исследований № 17), РФФИ (проект 15-35-20815 мол_а_вед).*

Проведены петрографические и петрогеохимические исследования девон-раннекаменноугольных отложений Калба-Нарымского террейна Восточного Казахстана. Результаты исследований показали, что источниками осадочных пород являлся относительно незрелый материал предположительно из вулканических комплексов Алтайской активной окраины. Метабазальты в северо-западной части террейна предположительно являются фрагментами океанической литосферы, включёнными в состав аккреционного комплекса. Проведённые исследования позволяют заключить, что Калба-Нарымский террейн сформировался как бассейн с океанической корой в основании с накоплением осадков, фациально соответствующих подножию континентального склона.

Ключевые слова: осадочные породы; метабазальты; геохимия; Калба-Нарымский террейн.

Калба-Нарымский террейн является частью западного сектора Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). В позднем палеозое – раннем мезозое структурно-вещественные комплексы этого террейна эволюционировали в составе единой геологической мегаструктуры – Алтайской аккреционно-коллизийной системы [1]. Несмотря на длительность и детальность изучения Калба-Нарымского террейна, его природа остаётся дискуссионным вопросом. Присутствие большого объёма гранитоидов S-типа, прорывающих осадочные, преимущественно черносланцевые толщи, а также наличие в примыкающей на северо-востоке Иртышской зоне смятия блоков высокометаморфизованных пород (гнейсы, гранито-гнейсы), послужили основанием для интерпретации Калба-Нарымского террейна как самостоятельного блока докембрийской сиалической коры, причленённого к Сибирскому континенту в карбоне [2–4]. При этом блоки метаморфических пород Иртышской зоны смятия рассматриваются как выходы на поверхность пород кристаллического фундамента террейна [4]. Согласно другим представлениям Калба-Нарымский террейн рассматривается как часть окраинно-континентального бассейна, заложенного на океаническом основании, испытавшая складчатость в ходе аккреционно-коллизийных процессов [5–8]. Предполагается, что формирование S-гранитов Калба-Нарымского батолита являлось результатом плавления метапелитов нижних уровней смятого и частично метаморфизованного черносланцевого осадочного чехла, а плавление метабазитового основания привело к формированию массивов и даек плагиогранитоидного и гранодиоритового состава [9–10].

Целью данной работы является детальное изучение вещественного состава девон-каменноугольных осадочных толщ, дающее новую информацию о природе Калба-Нарымского террейна. В работе представлены результаты петрографических и петрогеохимических исследований осадочных разрезов Калба-Нарымского террейна. Всего было получено 70 определений петрогенных компонентов и 25 анализов редкоэлементного состава осадочных пород.

Осадочные толщи Калба-Нарымского террейна представлены преимущественно черносланцевыми

породами с возрастом от среднего девона до среднего карбона. Мощность осадочного слоя оценивается примерно в 7–10 км. Согласно последним результатам геологического доизучения площадей (ГДП-200), проводимого в 2010–2014 гг. ТОО ГРК «Топаз» (г. Усть-Каменогорск) [11], в составе осадочных толщ, выходящих на поверхность на территории Калба-Нарымского террейна, выделяются следующие свиты: кыстав-курчумская (D_{2gv}), аблакеткинская (D_3-C_{1r}), бурабайская (C_{1v}), даланкаринская (C_{1s}), таубинская (C_{2b}) (рис. 1).

В рамках данной работы были изучены отложения нижней части осадочного разреза (D_2-C_1) Калба-Нарымского блока, связанные с ранними этапами развития террейна. Наиболее древней из изученных является **кыстав-курчумская свита (D_{2gv})**, относимая к углеродисто-известкисто-терригенной формации [2]. Данная свита выделяется в юго-восточной части Калба-Нарымской зоны, где она представлена темно-серыми алевропесчаниками, чёрными глинистыми сланцами с линзами известняков. Мощность свиты оценивается в 1 000–1 500 м. В остальной части Калба-Нарымского террейна породы этой свиты картируются узкой полосой вдоль кристаллических сланцев Иртышской зоны смятия, а также в виде отдельных ксеноблоков среди гранитоидов. Возраст свиты обосновывается находками в её отложениях фауны живетского возраста (табуляты, ругозы) [12]. Для исследований были опробованы разрезы кыстав-курчумской свиты в разных частях Калба-Нарымского террейна: в районе Васильевской переправы и р. Муратка (центральная часть Калба-Нарымского террейна), на левом берегу р. Иртыш выше Усть-Каменогорской плотины, а также в районе с. Таврия, в северо-восточной части террейна. В центральной части террейна исследуемые отложения обнажаются в виде крупных ксеноблоков (70 × 300 м) внутри гранитоидов Калбинского батолита. Породы, представленные тёмноцветными песчаниками и алевролитами, частично ороговикованы и сильно рассланцованы. В северной части террейна свита сложена переслаивающейся толщей чёрных глинистых

сланцев, темно-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Породы выходят на поверхность

в виде небольших пластин, перемежающихся с зелёными сланцами актинолит-хлоритового состава.

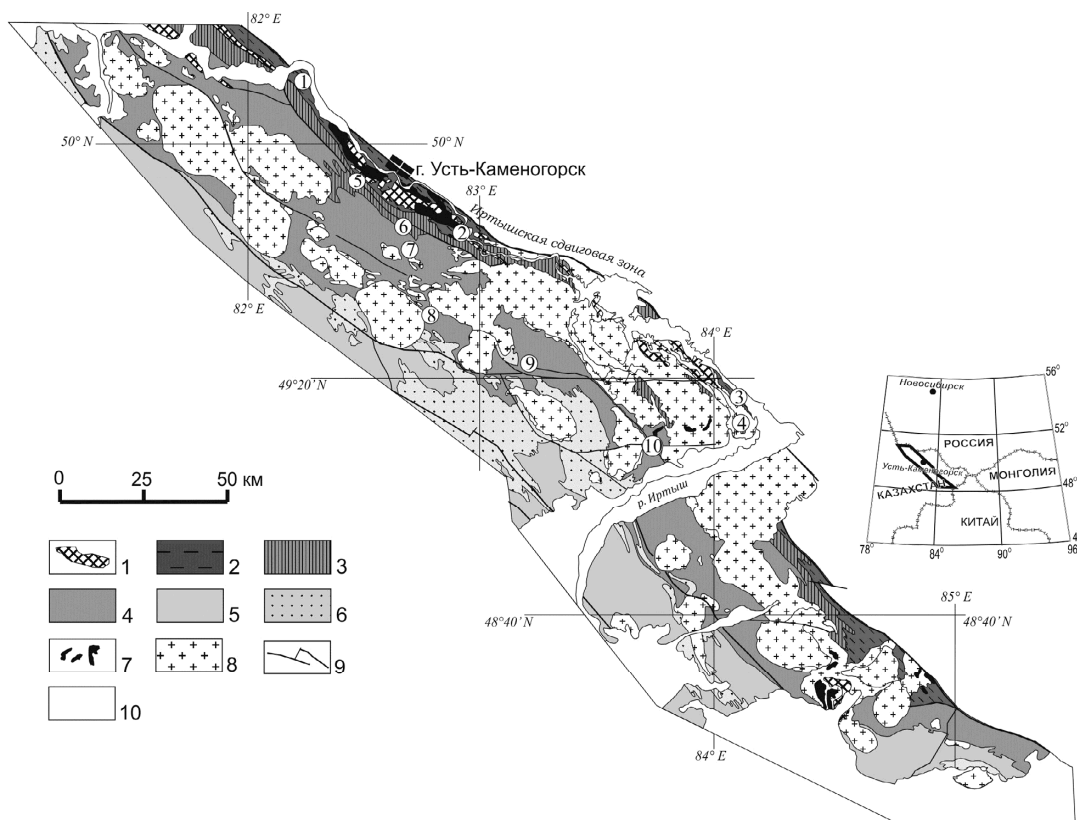


Рис. 1. Схема геологического строения Калба-Нарымского батолита. Составлена на основе рабочего макета геологической карты масштаба 1: 500 000, созданного в ТОО ГРК «Топаз», г. Усть-Каменогорск: 1 – блоки метаморфических пород; 2 – песчаники и алевролиты кыставкурчумской свиты D_{2gv} ; 3 – сланцы, алевролиты, алевропесчаники аблакеткинской свиты D_3-C_{1t} ; 4 – песчаники, алевролиты, сланцы бурабайской свиты C_{1v} ; 5 – флювиоглаувакковые отложения даланкаринской свиты C_{1s} ; 6 – полимиктовые песчаники и алевролиты молассовой формации таубинской свиты C_{2b} ; 7 – габброиды нерасчленённые; 8 – гранитоиды нерасчленённые; 9 – разломы; 10 – рыхлые отложения. Цифрами отмечены изученные осадочные разрезы: 1–4 кыстав-курчумской свиты: 1 – с. Таврия, 2 – район Усть-Каменогорской плотины, 3 – Васильевская переправа, 4 – р. Манат; 5, 6 – аблакеткинской свиты: 5 – с. Ахмирово, 6 – с. Самсоновка; 7–10 – бурабайской свиты: 7 – с. Сагыр (Ленинка), 8 – Ахметкинское рудопроявление, 9 – с. Манат, 10 – с. Песчанка

Выше по разрезу на породах кыстав-курчумской свиты залегают черносланцевые толщи такырской серии D_3-C_1 – наиболее распространённые осадочные породы в пределах Калба-Нарымского террейна. Отложения такырской серии прослеживаются широкой полосой от границы с Китаем на юго-востоке до г. Семипалатинска на северо-западе. Общая мощность серии оценивается в 3 000–3 500 м. Взаимоотношения с нижележащей кыстав-курчумской свитой повсеместно тектонические, хотя в Нарымском хребте В.П. Нехорошевым описан постепенный переход между этими стратонами [12]. Возраст отложений такырской серии фаунистически не обоснован и оценивается на основе палинологических анализов и геологических взаимоотношений с фаунистически охарактеризованными свитами. По данным последнего геологического картирования на территории Восточного Казахстана [11], в составе такырской серии выделяются две свиты: аблакеткинская (D_3-C_{1t}) и бурабайская (C_{1v}).

Аблакеткинская свита (D_3-C_{1t}) представляет собой существенно алевролитовую толщу с небольшими прослоями мелкозернистых песчаников, прослеживающуюся относительно узкой полосой северо-

западного простирания в северо-восточной части Калба-Нарымского террейна. По литологическим характеристикам она подразделяется на две подсвиты. Для нижней подсвиты характерен глинистый, углисто-глинистый состав алевролитов, незначительная, но заметная известковистость пород. Мощность достигает 900 м. Верхняя подсвита характеризуется только углисто-глинистыми алевролитами и появлением маломощных прослоев мелкозернистых песчаников, мощность до 600 м [11]. В данном исследовании породы аблакеткинской свиты были опробованы в районе с. Самсоновка и с. Ахмирово в центральной части Калба-Нарымского террейна. На изученных полигонах свита представлена темно-серыми и чёрными сланцами с прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников мощностью до 10–20 см. Породы тонко рассланцованы.

Отложения **бурабайской свиты (C_{1v})** согласно налегают на породы аблакеткинской свиты. Граница между свитами проводится по смене однородной чёрной углисто-глинистой толщи на сероцветную песчаниковую толщу. Породы бурабайской свиты широко распространены на территории Калба-

Нарымского террейна и выходят на поверхность в виде полосы северо-западного простирания шириной до 20 км. Данная свита имеет однородный алевро-песчанистый состав, её толщи осложнены складчатостью, а также преимущественно являются вмещающими для гранитоидов Калба-Нарымского батолита, что приводит к интенсивному ороговикованию осадков. Бурабайская свита по литолого-текстурным особенностям также подразделяется на две подсвиты: нижнюю – существенно песчаниковую мощностью 950–1 000 м, и верхнюю – алевролитовую мощностью до 600 м [11].

В рамках данной работы были опробованы разрезы бурабайской свиты в районе сёл Сагыр (Ленинка) (се-

веро-восточная часть террейна), Манат, Песчанка, а также в районе Ахметкинского рудопоявления (центральная часть террейна). На изученных обнажениях свита представлена темно-серыми и серыми мелкозернистыми песчаниками, переслаивающимися с темно-серыми, чёрными алевролитами и глинистыми сланцами. Обломочный материал песчаников представлен главным образом хорошо окатанными зёрнами кварца, плагиоклаза и полевого шпата размером 0,1–0,5 мм. Породы сильно рассланцованы. В результате наложенных процессов ороговикования под воздействием гранитоидов в осадочных породах часто проявляются новообразованные лейсты биотита.

Таблица 1

Содержание петрогенных компонентов осадков в пересчете на 100% сухого вещества

Свита	Кыстав-курчумская (D ₂ gv)		Аблакеткинская (D ₃ -C ₁ t)	Бурабайская (C ₁ v)		Метабазиты
Порода (количество анализов)	Алевролиты (10)	Песчаники (5)	Алевролиты (10)	Алевролиты (20)	Песчаники (15)	Актинолит-хлоритовые сланцы (11)
SiO ₂	60,09–69,66 65,64±2,81	64,82–73,66 68,74±3,25	61,10–67,98 65,64±2,14	58,21–71,04 65,08±2,94	66,07–73,72 68,94±2,44	47,02–53,50 50,19±2,21
TiO ₂	0,59–0,89 0,72±0,09	0,55–0,75 0,66±0,07	0,65–0,87 0,75±	0,71–0,99 0,85±0,07	0,55–0,77 0,66±0,06	1,31–2,00 1,77±0,22
Al ₂ O ₃	12,87–19,20 15,40±2,37	9,63–17,92 15,35±3,29	16,76–20,55 17,97±1,47	15,63–20,61 17,72±1,12	13,04–18,01 16,00±1,33	15,72–17,45 16,71±0,68
ΣFe ₂ O ₃	4,42–7,22 6,07±1,71	4,91–5,89 4,91±0,72	4,61–6,77 5,49±0,71	2,39–8,20 6,51±1,39	3,67–5,27 4,51±0,52	8,52–13,48 11,66±1,26
MnO	0,01–0,26 0,10±0,08	0,07–0,15 0,11±0,04	0,05–0,13 0,08±0,02	0,02–0,28 0,09±0,05	0,03–0,11 0,07±0,02	0,12–0,21 0,16±0,03
MgO	1,41–4,73 2,93±0,93	0,95–2,43 1,41±0,60	1,54–2,20 1,79±0,21	1,01–3,38 2,45±0,66	0,88–2,41 1,40±0,60	5,93–8,00 6,91±0,66
CaO	0,38–12,53 4,94±3,97	1,94–6,44 3,27±1,88	1,11–1,83 1,48±0,28	0,25–3,90 1,48±0,88	0,78–2,62 1,99±0,58	7,81–11,02 9,74±1,04
Na ₂ O	0,38–2,84 1,83±0,81	0,85–5,17 3,95±1,80	1,77–3,51 2,82±0,59	0,99–4,93 2,53±0,97	2,54–4,82 4,21±0,61	2,04–4,13 3,02±0,67
K ₂ O	0,38–3,72 1,96±1,35	0,71–2,60 1,81±0,74	3,23–5,40 4,03±0,74	1,61–4,81 3,58±0,96	1,15–4,97 2,33±0,96	0,07–0,85 0,34±0,28
P ₂ O ₅	0,12–0,20 0,16±0,03	0,12–0,16 0,14±0,02	0,15–0,26 0,20±0,04	0,10–0,30 0,18±0,05	0,12–0,53 0,18±0,11	0,17–0,29 0,23±0,05
HKM	0,07–0,36 0,25±0,11	0,16–0,45 0,36±0,12	0,32–0,48 0,40±0,05	0,29–0,39 0,35±0,03	0,32–0,43 0,39±0,04	–
TM	0,04–0,05 0,05±0,01	0,04–0,06 0,04±0,01	0,04–0,05 0,04±0,01	0,04–0,05 0,05±0,01	0,04–0,05 0,04±0,01	–
AM	0,18–0,29 0,23±0,04	0,13–0,28 0,23±0,06	0,21–0,34 0,26±0,03	0,24–0,35 0,28±0,03	0,18–0,28 0,24±0,03	–
FM	0,11–0,16 0,14±0,02	0,03–0,10 0,08±0,03	0,07–0,15 0,10±0,02	0,12–0,18 0,15±0,20	0,05–0,15 0,09±0,03	–
GM	0,29–0,39 0,34±0,04	0,22–0,37 0,31±0,06	0,28–0,46 0,36±0,05	0,36–0,49 0,40±0,03	0,25–0,37 0,32±0,03	–
ЖМ	0,25–0,50 0,39±0,08	0,25–0,59 0,34±0,14	0,23–0,33 0,29±0,03	0,31–0,47 0,38±0,05	0,13–0,41 0,28±0,07	–

Петрохимический состав пород проанализирован с помощью атомно-абсорбционного (атомно-абсорбционный спектрофотометр SOLAAR M6 Thermo Elemental) и спектрофотометрического анализа (спектрофотометрический комплекс Genesys 10S Thermo Fisher Scientific) в ИЗК СО РАН (г. Иркутск). Содержания редких элементов определены методом ICP-MS на масс-спектрометре Finnigan Element в соответствии с методикой [13].

Результаты проведенных исследований указывают на слабые вариации петрогенного и редкоэлементного составов изученных осадочных пород различных свит Калба-Нарымского террейна (рис. 2). Данные о содер-

жании петрогенных компонентов осадков в пересчете на 100% сухого вещества приведены в табл. 1. Кремнекислотность большей части осадочных пород варьирует в интервале 60–71 мас. % SiO₂ (среднее 66,63 мас. %), при этом для алевролитов и глинистых сланцев характерны более низкие концентрации – 60–67 мас. % SiO₂ (среднее 65,12 мас. %), а для песчаников – 65–71 мас. % SiO₂ (среднее 68,63 мас. %). Для песчаных отложений также характерны более низкие содержания феррических компонентов (TiO₂ – 0,6–0,8 мас. %; Fe₂O₃+FeO+MgO – 4–7 мас. %), чем для глинистых (TiO₂ – 0,7–0,9 мас. %; Fe₂O₃+FeO+MgO – 6–10 мас. %). На диаграмме М. Хиррона log(Fe₂O₃*/K₂O)-

$\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ большинство составов, как алевролитов, так и песчаников, локализуется в поле сланцев. Часть составов алевролитов кыстав-курчумской свиты характеризуются повышенной железистостью, вследствие чего они попадают в поле железистых сланцев. Значения главных петрохимических модулей в осадочных породах Калба-Нарымского террейна варьируют довольно широко. Так, значения гидролизатного модуля $((\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})/\text{SiO}_2)$ для большей части осадков колеблются в интервале 0,28–0,42, что отвечает интервалу, характерному для типичных глинистых пород и граувакк. Это указывает на достаточно высокую степень химического выветривания исходных толщ по данным [14]. Значения алюмокремниевоего модуля $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)$ изменяются в интервале 0,2–0,3, что также характерно для глинистых пород.

Значения фемического модуля $((\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2)$ для песчаников Калба-Нарымского террейна колеблется в интервале 0,07–0,11, в то время как для алевролитов характерны значения 0,11–0,16. Такие величины этого модуля отвечают типичным терригенным песчаникам и алевролитам. Значения железного модуля $((\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO})/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2))$ в большинстве изученных пород укладываются в интервал 0,20–0,45, что характеризует их как нормально-железистые [15].

На диаграммах Бхатия по главным элементам (рис. 2) [16] точки составов песчаников кыстав-курчумской и бурабайской свит попадают в поле В, т.е. поле составов отложений континентальной островной дуги и глубоководных осадков задуговых бассейнов, что указывает на сравнительно невысокую зрелость изучаемых пород.

Содержания редких и редкоземельных элементов в представительных пробах девон-каменноугольных черносланцевых породах Калба-Нарымской зоны приведены в табл. 2, откуда видно, что концентрации редких и редкоземельных элементов в породах различных свит Калба-Нарымской зоны в целом близки между собой. Исключение составляет лишь часть образцов кыстав-курчумской свиты, для которых характерны более низкие концентрации К, Rb, Ba. Концентрации крупноионных литофильных элементов (LILE) для исследуемых черносланцевых пород варьируют в довольно широком интервале (Rb – 20–140 г/т, Cs – 1–8 г/т, Ba – 200–800 г/т). Наиболее низкие содержания LILE характерны для пород кыстав-курчумской свиты. Такой широкий разброс концентраций может объясняться высокой подвижностью этих элементов в геологических процессах, которым были подвержены осадочные толщи после своего формирования. Содержания высокозарядных элементов (HFSE) также довольно широко варьируют (Y – 20–35 г/т, Zr – 150–300 г/т, Hf – 4–8 г/т, Nb – 7–15 г/т, Ta – 0,5–1,2 г/т, Th – 5–13 г/т). При этом какой-либо зависимости содержания HFSE от гранулометрии осадков или от принадлежности к различным свитам не отмечается. Суммарное содержание РЗЭ в изученных осадочных породах колеблется в интервале 110–220 г/т (среднее содержание 160 г/т). Для пород характерны асимметричные

спектры распределения РЗЭ с отрицательным наклоном (см. рис. 3) и $(\text{La}/\text{Yb})_N$ отношением 5–9. Спектры характеризуются наличием небольшого европиевого минимума ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,65\text{--}0,85$). На мультиэлементных диаграммах (рис. 3) фиксируется наличие хорошо проявленных минимумов по Nb, Ti, Sr, Р. Из приведенных данных видно, что для изученных черносланцевых толщ концентрации большей части редких и редкоземельных элементов находятся на уровне, характерном для постархейского глинистого сланца Австралии. Небольшое обеднение в калбинских осадках по сравнению с PAAS фиксируется по Rb, Cs, Nb.

Помимо осадочных толщ в северной части Калба-Нарымского террейна были изучены небольшие (до первых десятков метров) пластины актинолит-хлоритовых сланцев, залегающих среди черносланцевых отложений кыстав-курчумской свиты (D_{2gv}). Из-за слабой обнаженности оценить общий объем исследуемых пород не представляется возможным. Контакты с черносланцевыми толщами также перекрыты рыхлыми отложениями, но, скорее всего, они тектонические. Макроскопически исследуемые породы представляют собой темно- и светло-зелёные сланцеватые породы, часто с прожилками кварцевого материала. В шлифах обнаружены реликты первично магматических минералов: клинопироксена, плагиоклазов, амфиболов, в большинстве случаев замещённые серпентином, хлоритом, амфиболом, слюдами. Кроме того, присутствует некоторое количество рудных минералов, предположительно титаномагнетита и гётита. В шлифах прослеживаются реликты структуры вулканических пород. Исходя из петрографических особенностей, предполагается, что исследуемые породы, вероятнее всего, первоначально являлись базальтами с афировой структурой.

Изученные образцы зеленосланцевых пород имеют относительно выдержанный вещественный состав (все данные о содержании петрогенных компонентов приведены в пересчете на 100% сухого вещества); кремнекислотность пород варьирует в интервале 47–52 мас. % SiO_2 (среднее 50,5 мас. %), породы имеют повышенные содержания фемических компонентов (TiO_2 – до 2 мас. %; $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$ – до 18–20 мас. %). На TAS диаграмме точки составов исследуемых пород попадают главным образом в поле базальтов, часть точек лежит в поле андезибазальтов (см. рис. 4); все породы относятся к нормально щелочным разновидностям. На диаграмме «Al–Fe^{tot}–Ti–Mg» (см. рис. 4) точки составов базальтов по уровню накопления мафических компонентов разделяются на две группы: высокожелезистые и высокомагнезиальные, эти различия могут быть следствием разной степени дифференцированности первичных расплавов.

Геохимически исследуемые базальтоиды одноклассны: для них характерны повышенные содержания HFSE (Nb – 7,1–8,2 г/т; Ta – 0,5–0,6 г/т; Zr – 145–180 г/т; Hf – 4–5 г/т; Y – 31–46 г/т) и легких РЗЭ, Zr/Nb отношение изменяется в интервале 19–25.

Спектры распределения РЗЭ слабоасимметричны с небольшим отрицательным наклоном $((La/Yb)_N = 1,6-2,5)$; для высокомагнезиальных базальтов характерно

наличие положительной Eu-аномалии, для высокожелезистых пород наблюдается слабовыраженный Eu-минимум (см. рис. 4).

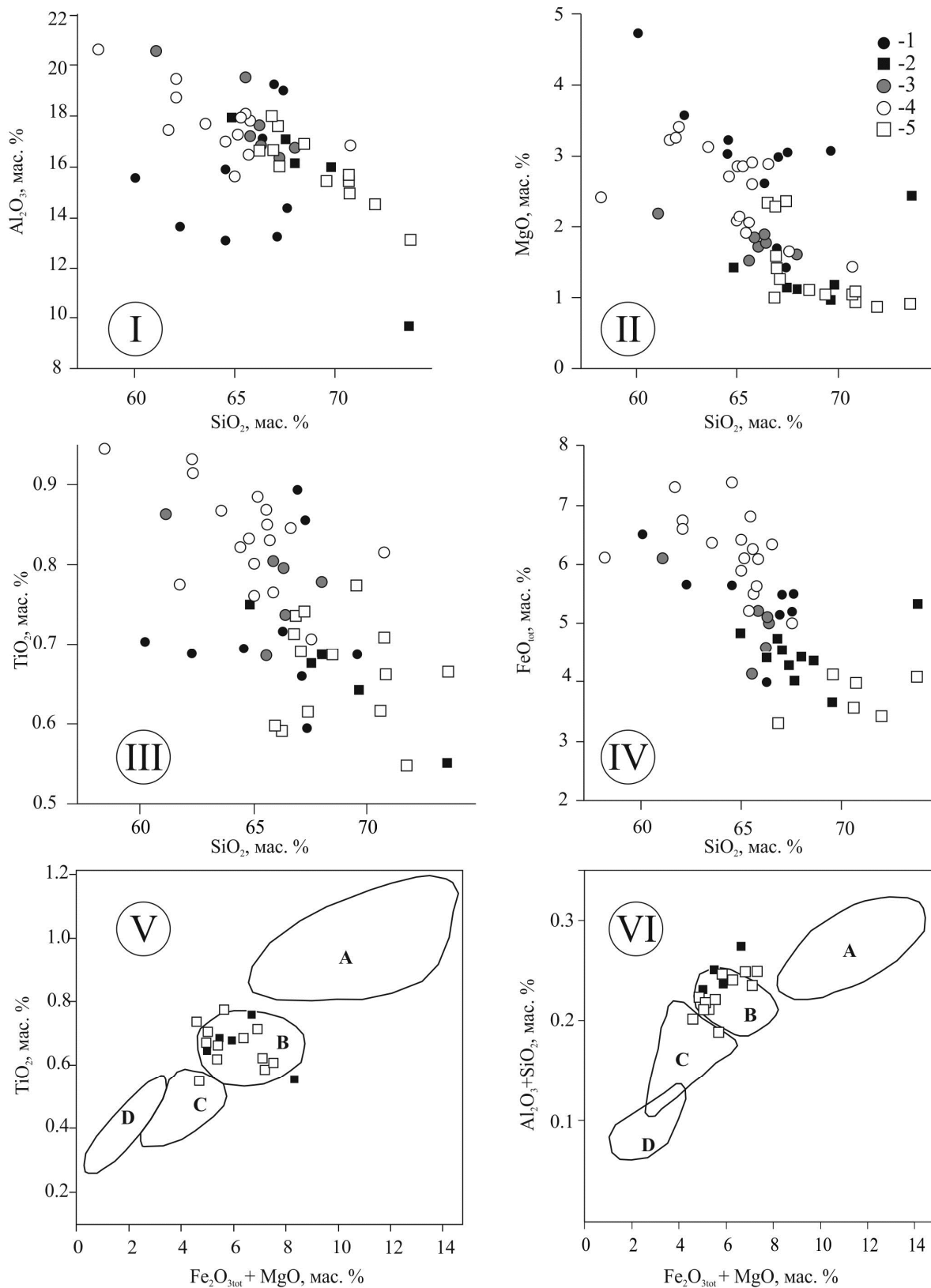


Рис. 2. I-IV – диаграммы Харкера для осадочных пород Калба-Нарымской зоны; V-VI – положение точек составов песчаников кыстав-курчумской и бурабайской свит на дискриминационных диаграммах М.М. Бхатия [16].

1, 2 – отложения кыстав-курчумской свиты (D_{2gv}): 1 – алевриты и глинистые сланцы; 2 – песчаники; 3 – алевриты и глинистые сланцы аблакеткинской свиты D_3-C_1t ; 4, 5 – отложения бурабайской свиты (C_{1v}): 4 – алевриты и глинистые сланцы, 5 – песчаники

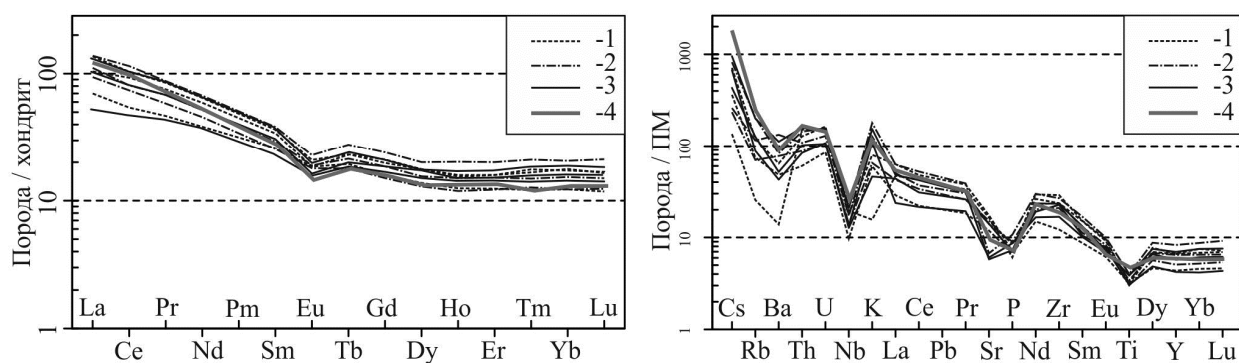


Рис. 3. Редкоэлементный спектр (слева), нормированный по хондриту [18], и мультиэлементный спектр (справа), нормированный по примитивной мантии [19], по осадочным породам Калба-Нарымского террейна: 1 – кыстав-курчумская свита (D_{2gr}); 2 – аблакеткинская свита (B_3-C_{11}); 3 – бурабайская свита (C_{1v}); 4 – PAAS [20]

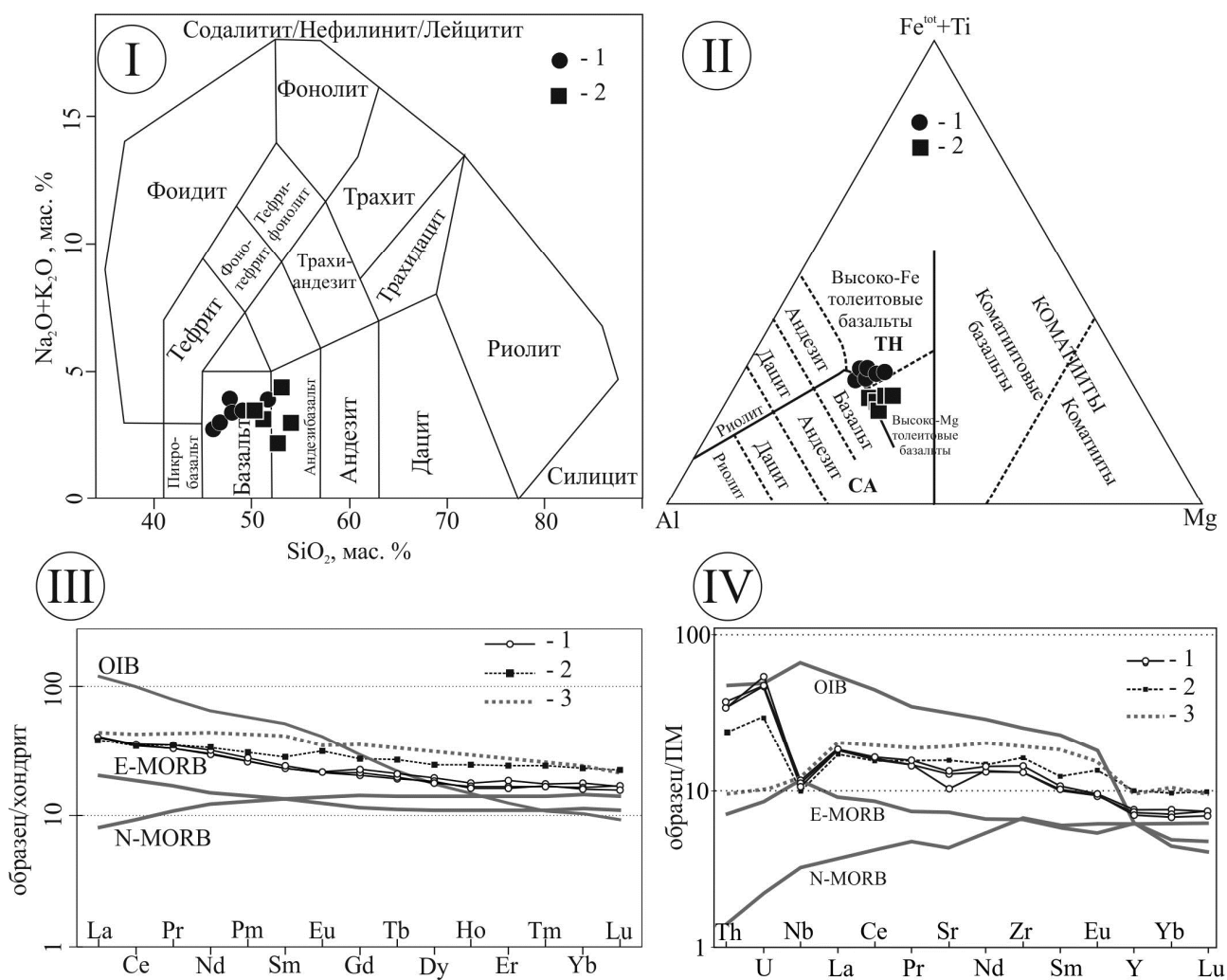


Рис. 4. Составы метабазитов Калба-Нарымского террейна: I – на ТАЗ-диаграмме (по Middlesmost, 1994); II – на диаграмме Al-Mg-Fe^{tot}+Ti (по Тешеп, 1976); III – спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту [18]; IV – мультиэлементные спектры, нормированные по примитивной мантии [19].
1 – высокожелезистые базальты; 2 – низкожелезистые базальты; 3 – OIB-базальты Чарской зоны (обр. № 97-119-3) [17]

**Содержания редких и редкоземельных элементов
в представительных пробах девон-каменноугольных черносланцевых породах Калба-Нарымской зоны**

№ пробы	8-13-12/10	8-13-15/1	8-13-7/6	8-13-16/9	8-13-16/1	8-13-12/8	8-13-13/2
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	64,52	67,98	67,22	65,60	67,55	50,31	52,32
TiO ₂	0,70	0,68	0,74	0,83	0,71	1,78	1,57
Al ₂ O ₃	15,85	16,12	16,37	17,94	17,12	17,45	15,95
Fe ₂ O ₃ *	6,24	4,87	4,87	6,31	5,57	10,57	10,47
MnO	0,08	0,07	0,06	0,07	0,07	0,12	0,12
MgO	3,03	1,11	1,41	2,06	1,67	7,25	8,00
CaO	7,89	2,09	1,61	0,93	1,36	9,39	9,67
Na ₂ O	1,26	4,89	3,95	1,69	2,56	2,92	2,04
K ₂ O	0,47	2,39	3,84	4,65	3,52	0,61	0,34
P ₂ O ₅	0,13	0,15	0,20	0,16	0,17	0,19	0,18
Сумма	100,07	99,54	99,63	99,63	99,54	100,17	100,18
Rb	16,2	76	73	135	127	13,1	5,9
Sr	346	366	295	93	122	276	271
Y	30	30	29	23	32	34	33
Zr	264	323	265	61	260	159	146
Nb	13,8	12,6	12,2	19	14,9	8,2	7,5
Cs	1,08	5,6	2,1	1,2	7,5	1,31	0,42
Ba	97	447	932	94	782	82	51
La	32	43	34	224	33	12,7	12,5
Ce	75	85	65	32,7	75	29	28
Pr	9,2	10,4	8,3	138	8,6	4,3	4,0
Nd	36	40	31	8,1	32	19,1	17,6
Sm	6,7	6,7	5,7	6,2	5,9	4,7	4,5
Eu	1,54	1,60	1,39	296	1,22	1,58	1,58
Gd	6,0	6,2	5,5	20,62	5,2	5,9	5,5
Tb	0,94	0,94	0,88	45,31	0,88	0,99	0,94
Dy	5,7	5,1	5,0	6,08	5,5	6,2	5,7
Ho	1,11	1,08	1,08	24,92	1,17	1,28	1,20
Er	3,3	3,2	3,2	6,26	3,6	3,9	3,5
Tm	0,54	0,51	0,48	1,44	0,57	0,57	0,54
Yb	3,7	3,4	3,2	5,57	3,7	3,7	3,4
Lu	0,53	0,51	0,48	0,89	0,56	0,54	0,54
Hf	7,4	8,5	7,2	5,53	7,2	4,5	4,1
Ta	1,05	0,94	0,91	1,16	1,14	0,62	0,54
Th	12,9	10,9	9,3	3,01	13,6	3,2	2,9
U	3,2	3,4	2,7	0,45	3,0	0,99	1,14

По своим геохимическим характеристикам исследуемые базальтоиды занимают промежуточное положение между E-MORB и OIB базальтами (см. рис. 4). По уровню накопления редких элементов данные породы наиболее близки к базальтам океанических островов, описанных в составе Западно-Калбинской зоны в работе [17] (образец 97-119-3). Исходя из вышеперечисленного, можно предположить, что зеленокаменные породы базальтового состава около с. Таврия являются фрагментами океанической литосферы, включёнными в состав аккреционного комплекса.

Результаты проведенных исследований указывают на отсутствие значимых различий петрогенного и редкоэлементного составов осадочных пород Калба-Нарымского террейна с живетского яруса среднего девона до визейского яруса нижнего карбона. Исходя

из этого, можно предположить, что состав источников сноса для осадочных пород Калба-Нарымского блока не менялся в интервале от среднего девона до конца раннего карбона. На основании полученных данных по составу рассматриваемых черносланцевых пород предполагается, что формирование этих толщ происходило при разрушении субстрата, характеризующегося относительно невысокой зрелостью, скорее всего, этим незрелым источником могли являться вулканические комплексы Алтайской активной континентальной окраины. Наличие внутри террейна блоков метабазитового состава также свидетельствует о том, что Калба-Нарым, скорее всего, представлял собой бассейн с океанической корой в основании, в котором в интервале от среднего девона до конца раннего карбона происходило накопление осадков, фациально соответствующих подножию континентального склона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н. Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 12–14.
2. Шерба Г.Н., Беспяев Х.А., Дьячков Б.А., Мыслик А.М., Ганженко Г.Д., Сапаргалиев Е.М. Большой Алтай (геология и металлогения). Алматы : Гылым, 1998. 395 с.
3. Дьячков Б.А. Генетические типы редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса. Усть-Каменогорск : ВКТГУ, 2012. 130 с.
4. Ермолов П.В. Актуальные проблемы изотопной геологии и металлогении Казахстана. Караганда : Издательско-полиграфический центр Казахстанско-Российского университета, 2013. 206 с.

5. Потараиш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А., Кейльман Г.А., Милеев В.С., Перфильев А.С. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. 1982. № 1. С. 44–59.
6. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 63–81.
7. Nokleberg W.J., ed. Metallogenesis and tectonics of northeast Asia // U.S. Geological Survey Professional Paper. 2010. 624 p.
8. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 66–90.
9. Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Полянский Н.В., Николаева И.В., Лепехина Е.Н. U-Pb изотопный возраст, состав и источники плагиогранитов Калбинского хребта (Восточный Казахстан) // Доклады Академии наук. 2009. Т. 424, № 1. С. 84–88.
10. Котлер П.Д., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Навозов О.В., Травин А.В., Караваева Г.С., Крук Н.Н., Мурзинцев Н.Г. Новые данные о возрасте и геодинамическая интерпретация гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) // Доклады Академии наук. 2015. Т. 4.
11. Навозов О.В., Гоганова Л.А., Глухов А.М. Новые данные о стратиграфии верхнепалеозойских отложений Юго-Западной Ангарида (Восточный Казахстан) // Ископаемые растения и стратиграфия позднего палеозоя Ангарида и сопредельных территорий // Материалы коллоквиума (Москва, Главный ботанический сад РАН, 31 марта – 3 апреля 2009 г.). М.: ГЕОС, 2009. С. 51–55.
12. Геология СССР. Т. ХLI: Восточный Казахстан / под. ред. В.П. Нехорошева, Ш.Е. Есенова. М., 1967. Ч. 1. 467 с.; 1974. Ч. 2. 396 с.
13. Николаева И.В., Палесский С.В., Чирко О.С., Черноножкин С.М. Определение основных и примесных элементов в силикатных породах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой после сплавления с LiBO₂ // Аналитика и контроль. 2012. Т. 16, № 2. С. 134–142.
14. Юдович Я.Э., Дембовский Б.Я., Кетрис М.П. Геохимические признаки переотложения кор выветривания в ордовикских отложениях Печорского Урала // Ежегодник-1976 Института геологии Коми фил. АН СССР. Сыктывкар, 1977. С. 133–140.
15. Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.
16. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // The Journal of Geology. 1983. Vol. 91, № 6. P. 611–627.
17. Safonova I.Yu., Simonov V.A., Kurganskaya E.V., Obut O.T., Romer R.L., Selmann R. Late Paleozoic oceanic basalts hosted by the Char suture-shear zone, East Kazakhstan: Geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting // Journal of Asian Earth Sciences. 2012. Vol. 49. P. 20–39.
18. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare Earth Element Geochemistry / P. Henderson, ed. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
19. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / A.D. Saunders, M.J. Norry, eds. Magmatism in the Ocean Basins // Geological Society Special Publication. 1989. Vol. 42. P. 313–345.
20. Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Evolution and Composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.

Статья представлена научной редакцией «Науки о Земле» 29 июля 2015 г.

THE COMPOSITION AND SOURCES OF KALBA-NARYM TERRAIN SEDIMENTS (EASTERN KAZAKHSTAN)

Tomsk State University Journal, 2015, 400, 345–353. DOI: 10.17223/15617793/400/55

Kotler Pavel D. Novosibirsk State University (Novosibirsk, Russian Federation), V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS (Novosibirsk, Russian Federation), Tomsk State University (Tomsk, Russian Federation). E-mail: pkotler@yandex.ru

Kruk Nikolay N. V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS (Novosibirsk, Russian Federation). E-mail: kruk@igm.nsc.ru

Khromykh Sergey V. Novosibirsk State University (Novosibirsk, Russian Federation), V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS (Novosibirsk, Russian Federation). E-mail: serkhrom@mail.ru

Navozov Oleg V. Geological exploration company LTD "Topaz" (Oskemen, Republic of Kazakhstan). E-mail: pkotler@yandex.ru

Keywords: sedimentary rocks; metabasalts; geochemistry; Kalba-Narym terrane.

The Kalba-Narym terrain is part of the Western sector of the Central-Asian Orogenic Belt (CAOB). In Late Paleozoic – Early Mesozoic, structural complexes of this terrain evolved as part of a single geological megastructure – Altai accretionary-collision system. In spite of the duration and detail of investigation of the Kalba-Narym terrain, its nature remains a debating point. The aim of this work is a detailed study of the Devonian-Carboniferous sedimentary strata composition that can give new information about the nature of the Kalba-Narym terrain. The paper presents the results of petrographic and petrogeochemical studies of sedimentary sections of the Kalba-Narym terrain. Sedimentary strata, outcropping on the territory of the Kalba-Narym terrain, are divided into follow suites: Kystav-Kurchum (D₂gv), Ablaketka (D₃-C₁t), Burabay (C₁v), Dalankara (C₁s), Taubinka (C₂b) (Fig. 1). In this work sediments from the lower part of the sedimentary section of the Kalba-Narym block (D₂-C₁) associated with the early stages of terrain development were studied. Research indicates slight variations of major and trace element compositions of the studied sedimentary rocks from different formations of the Kalba-Narym terrain (Fig. 2). Data on the content of major components of sediments based on 100 % dry material are given in Table 1. Rare and rare-earth elements in representative samples of the Devonian-Carboniferous black shale rocks of Kalba-Narym are shown in Table 2. In addition to the sedimentary strata in the northern part of the Kalba-Narym terrain, plates of metabasalts have been studied. On the level of trace elements composition, these rocks are closest to the ocean-island basalts described as part of the West Kalba area. It can be assumed that these greenstone rocks of basaltic composition are fragments of oceanic lithosphere, included in the accretionary complex. The results of these studies indicate no significant differences in major and trace element composition of Kalba-Narym terrain sedimentary rocks from the Givetian stage of the Middle Devonian to the Viséan stage of the Lower Carboniferous. On this basis, we can assume that the sources for sedimentary rocks of the Kalba-Narym block have not changed in the interval from the end of the Middle Devonian to the Early Carboniferous. Based on the obtained data on the composition of the black shale rocks, it is assumed that the formation of these strata occurred in the destruction of the substrate, characterized by relatively low maturity; most likely this could be a source of the immature volcanic complex of the Altai active continental margin. The presence within the terrain units of metabasic composition also shows that the Kalba-Narym terrain formed as a basin with oceanic crust in the basement and with sediments corresponding to the base of the continental slope facies.

REFERENCES

1. Vladimirov, A.G. et al. (2003) Geodynamics and granitoid magmatism of collisional orogens. *Geologiya i geofizika – Russian Geology and Geophysics*. 44:12. pp. 12–14. (In Russian).

2. Shcherba, G.N. et al. (1998) *Bol'shoy Altay (geologiya i metallogeniya)* [Big Altai (geology and metallogeny)]. Almaty: Gylym.
3. D'yachkov, B.A. (2012) *Geneticheskie tipy redkometall'nykh mestorozhdeniy Kalba-Narymskogo poyasa* [Genetic types of rare metal deposits of the Kalba-Narym zone]. Ust-Kamenogorsk: VKTGU.
4. Ermolov, P.V. (2013) *Aktual'nye problemy izotopnoy geologii i metallogenii Kazakhstana* [Topical issues of isotope geology and metallogeny of Kazakhstan]. Karaganda: Kazakh-Russian University.
5. Rotarash, I.A. et al. (1982) Devonская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае [Devonian active continental margin in the Southwest Altai]. *Geotektonika – Geotectonics*. 1. pp. 44–59.
6. Berzin, N.A. & Kungurtsev, L.V. (1996) Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области [Geodynamic interpretation of geological complexes of Altai-Sayan region]. *Geologiya i geofizika – Russian Geology and Geophysics*. 37:1. pp. 63–81.
7. Nokleberg, W.J. (ed.) (2010) Metallogenesis and tectonics of northeast Asia. *U.S. Geological Survey Professional Paper*. DOI: 10.1007/3-540-27946-6_298
8. Buslov, M.M. (2011) Tectonics and geodynamics of the Central Asian foldbelt: the role of late Paleozoic large-amplitude strike-slip faults. *Geologiya i geofizika – Russian Geology and Geophysics*. 52:1. pp. 66–90.
9. Kuybida, M.L. et al. (2009) U-Pb изотопный возраст, состав и источники плагиогранитов Калбинского хребта (Восточный Казахстан) [U-Pb isotopic age, composition and sources of plagiogranites of the Kalba ridge (Eastern Kazakhstan)]. *Doklady Akademii nauk*. 424:1. pp. 84–88.
10. Kotler, P.D. et al. (2015) Новые данные о возрасте и геодинамической интерпретации гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) [New data on the age and geodynamic interpretation of granitoids of the Kalba-Narym batholith (Eastern Kazakhstan)]. *Doklady Akademii nauk*. 462:5. pp. 572–577.
11. Navozov, O.V., Goganova, L.A. & Glukhov, A.M. (2009) Новые данные о стратиграфии верхнепалеозойских отложений Юго-Западной Ангариды (Восточный Казахстан) [New data on the stratigraphy of the sediments of Upper Southwest Angarida (Eastern Kazakhstan)]. *Iskopaemye rasteniya i stratigrafiya pozdnego paleozoya Angaridy i sopredel'nykh territoriy* [Fossil plants and stratigraphy of late Paleozoic of Angarida and adjacent territories]. Proceedings of Colloquium. Moscow. Main Botanical Garden of Russian Academy of Sciences. March 31 – April 3, 2009. Moscow: GEOS. pp. 51–55. (In Russian).
12. Nekhoroshev, V.P. & Esenov, Sh.E. (eds) (1967, 1974) *Geologiya SSSR* [Geology of the USSR]. V. XLI. Pt. 1, 2. Moscow: Nedra.
13. Nikolaeva, I.V. et al. (2012) Определение основных и примесных элементов в силикатных породах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой после сплавления с LiBO₂ [Identification of major and trace elements in silicate rocks by mass spectrometry with inductively connected plasma after fusion with LiBO₂]. *Analitika i kontrol'*. 16:2. pp. 134–142.
14. Yudovich, Ya.E., Dembovskiy, B.Ya. & Ketris, M.P. (1977) Геохимические признаки перетолжения кор выветривания в ордовикских отложениях Печорского Урала [Geochemical signs of redeposition of weathering crust in the Ordovician sediments of the Pechora Urals]. In: *Ezhegodnik-1976 Instituta geologii Komi fil. AN SSSR* [Yearbook 1976 of the Institute of Geology, Komi Branch of USSR AS]. Syktyvkar.
15. Yudovich, Ya.E. (1981) *Regional'naya geokhimiya osadochnykh tolshch* [Regional geochemistry of sedimentary strata]. Leningrad: Nauka.
16. Bhatia, M.R. (1983) Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *The Journal of Geology*. 91:6. pp. 611–627. DOI: 10.1086/628922
17. Safonova, I.Yu. et al. (2012) Late Paleozoic oceanic basalts hosted by the Char suture-shear zone, East Kazakhstan: Geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting. *Journal of Asian Earth Sciences*. 49. pp. 20–39. DOI: 10.1016/j.jseas.2011.11.015
18. Boynton, W.V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (ed.) *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier. DOI: 10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3
19. Sun, S.S. & McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. & Norry, M.J. (eds.) *Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication*. Vol. 42. pp. 313–345. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
20. Taylor, S.R. & McLennan, S.M. (1985) *The Continental Crust: Its Evolution and Composition*. London: Blackwell.

Received: 29 July 2015