

ИСТОЧНИКИ СНОСА ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ КВАРЦИТО-СЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)*НА. КАНЫГИНА¹, А.А. ТРЕТЬЯКОВ¹, К.Е. ДЕГТЯРЕВ¹, Е.В. КОВАЛЬЧУК²*¹ГИН РАН*119017, Россия, г. Москва, Пыжевский переулок 7, e-mail: kanygina.nadia@gmail.com*²ИГЕМ РАН*118017, Россия, г. Москва, Старомонетный переулок 35, e-mail: geofishko@gmail.com*

Приведены результаты изучения кварцито-сланцевых толщ доэдиакарского фундамента центральной и западной частей Кокчетавского массива Северного Казахстана и приуроченных к ним россыпных рудопроявлений. Накопление толщ происходило в шельфовой части пассивной окраины крупного континентального блока. Петрогеохимические характеристики, а также особенности состава рутилов и турмалинов из палеороссыпей указывают на поступление кластического материала из одной питающей провинции. При этом преобладающими в строении провинции являлись метаморфизованные в условиях умеренных и высоких температур метасадочные и metabазитовые комплексы, при незначительной роли магматических пород кислого состава.

Ключевые слова: поздний докембрий; кварцито-сланцы; палеороссыпи; питающая провинция; источники сноса; Кокчетавский массив.

PROVENANCE AREA OF PRECAMBRIAN QUARTZITE-SCHIST SEQUENCES OF THE KOKCHETAV MASSIF (NORTH KAZAKHSTAN)*N.A. KANYGINA¹, A.A. TRETYAKOV¹, K.E. DEGTYAREV¹, E.V. KOVALCHUK²*¹Geological Institute RAS*119017, Russia, Moscow, Pyzhevsky per., 7, e-mail: kanygina.nadia@gmail.com*²Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS (IGEM RAS)*119017, Russia, Moscow, Staromonetny lane, 35; e-mail: geofishko@gmail.com*

The results of a study of quartzite-schist sequences of the Prevednian basement of the Central and Western parts of the Kokchetav massif in the Northern Kazakhstan and ore placer deposits, confined to them, are provided. An accumulation of the both formations took place in the shelf part of the passive margin of the large continental block. Petrological and geochemical characteristics as well as the compositions of the rutile and tourmaline from palaeoplacers indicate that the clastic material came from a one distributive province. The rocks metamorphosed under the moderate and high temperatures, metasedimentary and metabasic complexes had an important role in the structure of the distributive province with the less significant role of the felsic magmatic rocks.

Keywords: late Precambrian; quartzite-schist sequences; palaeoplacers; distributive province; provenance area; the Kokchetav massif.

Большую роль в структуре палеозоид западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса играют крупные массивы с докембрийской континентальной корой (Кокчетавский, Актау-Джунгарский, Улутауский, Чуйско-Кендыктасский, Иссыкульский и др). В строении массивов традиционно выделяются фундамент, сложенный в различной степени метаморфизованными позднемезопротерозойскими и неопротерозойскими стратифицированными и плутоническими комплексами, и чехол, образованный неметаморфизованными эдиа-

карско-нижнепалеозойскими терригенно-карбонатными и кремнисто-терригенными толщами.

Среди комплексов фундамента наиболее распространены гранитоиды, вулканиты кислого или риолит-базальтового состава, а также кварцито-сланцевые толщи. Изучение изотопного состава неодама гранитоидов и кислых вулканитов позволило установить, что их формирование происходило при участии палеопротерозойских, а иногда и неоархейских коровых источников [13, 24]. Однако при накоплении кварцито-сланцевых толщ эрозии

подвергались в основном мезопротерозойские комплексы при меньшем участии палеопротерозойских и неoarхейских образований, о чем свидетельствуют результаты U-Pb геохронологических исследований обломочных цирконов из кварцитов [2, 5, 31].

Стратифицированные и плутонические комплексы допозднемезопротерозойского возраста в западной части Центрально-Азиатского пояса выявлены только на небольших участках в Южном Казахстане и Срединном Тянь-Шане [13, 33, 34]. В пределах большей части территории комплексы этого возраста либо эродированы, либо перекрыты более молодыми образованиями и слагают низкие горизонты коры, недоступные для прямого изучения. Поэтому информация о допозднемезопротерозойских комплексах может быть получена только косвенными методами, в том числе путём изучения состава осадочных пород и минералов тяжёлой фракции.

В настоящей статье представлены результаты петрогеохимического и минералогического изуче-

ния неопротерозойских кварцито-сланцевых толщ Кокчетавского массива (Северный Казахстан) с целью реконструкции состава и формационной принадлежности комплексов питающей провинции [12, 37].

Основные черты геологического строения Кокчетавского массива

Кокчетавский массив является самым крупным выходом докембрийских образований в Северном Казахстане. Наиболее низкое положение в структуре его фундамента занимают высокометаморфизованные породы зерендинской серии, в строении которой участвуют как метаосадочные, так и магматические породы (рис. 1). К первым относятся гранат-биотитовые, кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы, гранат-силлиманит-мусковитовые кварциты, мраморы и кальцифиры. Формирование их протолитов, скорее всего, происходило за счёт эрозии палеопротерозойских и неoarхейских ком-

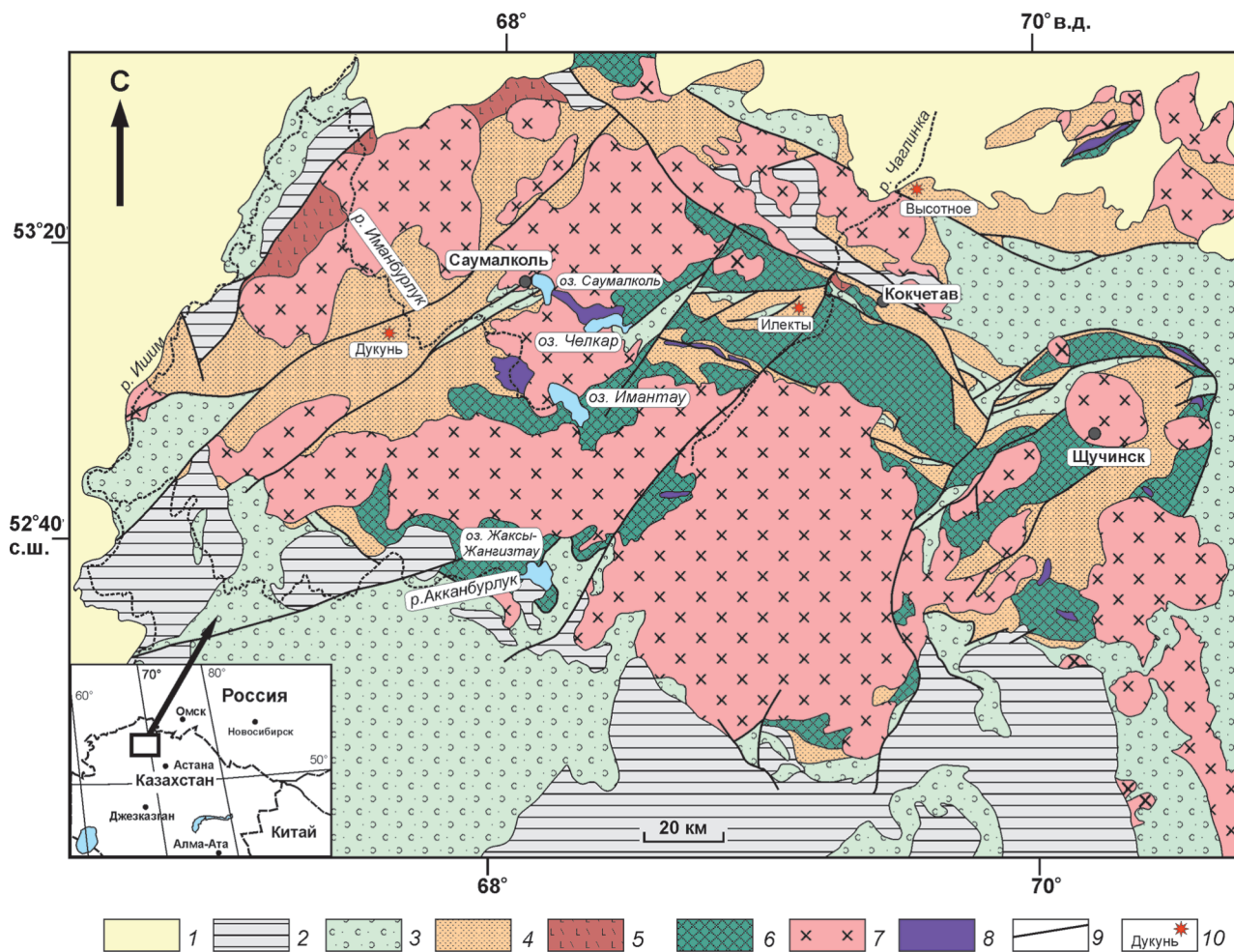


Рис. 1. Схема геологического строения Северного Казахстана [13]: 1 – кайнозойские отложения; 2 – средне-верхнепалеозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи; 3 – нижнепалеозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи; 4–6 – комплексы докембрийского фундамента Кокчетавского массива: 4 – неопротерозойские кварцитовые, кварцито-сланцевые толщи кокчетавской серии, 5 – мезопротерозойские вулканогенные толщи иманбурлукской свиты, 6 – пара-, ортогнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, кальцифиры, амфиболиты, эклогиты, гранатовые перидотиты, рассланцованные граниты и вулканогенные толщи (кууспекская свита) зерендинской серии; 7 – массивы палеозойских гранитоидов; 8 – расслоенные мафит-ультрамафитовые массивы; 9 – разломы; 10 – положение участков рудопроявлений и их названия

плексов, что подтверждается модельными Nd возрастными гнейсов (2–2,6 млрд. лет) и находками единичных зёрен цирконов с возрастными около 2 млрд. лет [6, 21, 41]. Метамагматические породы зерендинской серии в основном представлены рассланцованными гранитоидами и ортогнейсами, которые слагают как небольшие согласные тела и лейконому мигматитов, так и относительно крупные массивы. Меньшую роль в строении зерендинской серии играют амфиболиты и эклогиты, которые образуют небольшие тела в метаосадочных породах и ортогнейсах. Среди гранитоидов преобладают порфировидные гнейсо-граниты высококальциевой известково-щелочной серии, для которых получены позднемезопротерозойские оценки возраста их кристаллизации в интервале 1170–1140 млн. лет [16, 14, 25].

Структурно выше зерендинской серии залегают толщи метаморфизованных вулканитов и вулканогенно-осадочных пород кислого (кууспекская свита) и базальт-риолитового (иманбурлукская свита) составов. Для кислых вулканитов кууспекской свиты установлен позднемезопротерозойский (1136 ± 4 млн. лет) возраст их кристаллизации [15].

Источниками позднемезопротерозойских гранитоидов и кислых вулканитов, вероятно, являлись палеопротерозойские и неоархейские коровые комплексы, что подтверждается Sm-Nd изотопно-геохимическими характеристиками этих пород ($Nd(T)$: 4,4–9,6 и $TNd(DM)$: 2,1–2,6 млрд. лет) [13, 16].

Вулканогенные образования, как правило, непосредственно подстилают кварцито-сланцевые толщи, занимающие наиболее высокое положение в структуре фундамента Кокчетавского массива. В нижней части кварцито-сланцевых разрезов преобладают филлитовидные серицит-кварцевые сланцы с горизонтами доломитов, меньшую роль играют кварцито-сланцы и кварциты (шарыкская свита мощностью около 1000 м). Верхние части кварцито-сланцевых разрезов сложены в основном кварцитами и кварцито-песчаниками. В центральной части массива эти породы объединены в кокчетавскую, а на западе массива — в андреевскую свиты. Обе свиты имеют мощности от 500 до 1500 м, обладают близкими составами пород и схожими ассоциациями минералов тяжёлой фракции, но различаются степенью метаморфических преобразований [1, 10].

К нижним частям разрезов как кокчетавской, так и андреевской свит приурочены метаморфизованные россыпные рудопоявления, где главными минералами являются циркон и рутил (рис. 2), содержание которых составляет 10–70 % [1]. U-Pb изотопно-геохронологическое изучение обломочных цирконов из нескольких россыпных рудопоявлений показало, что источниками сноса кварцито-сланцевых толщ Кокчетавского массива послужили

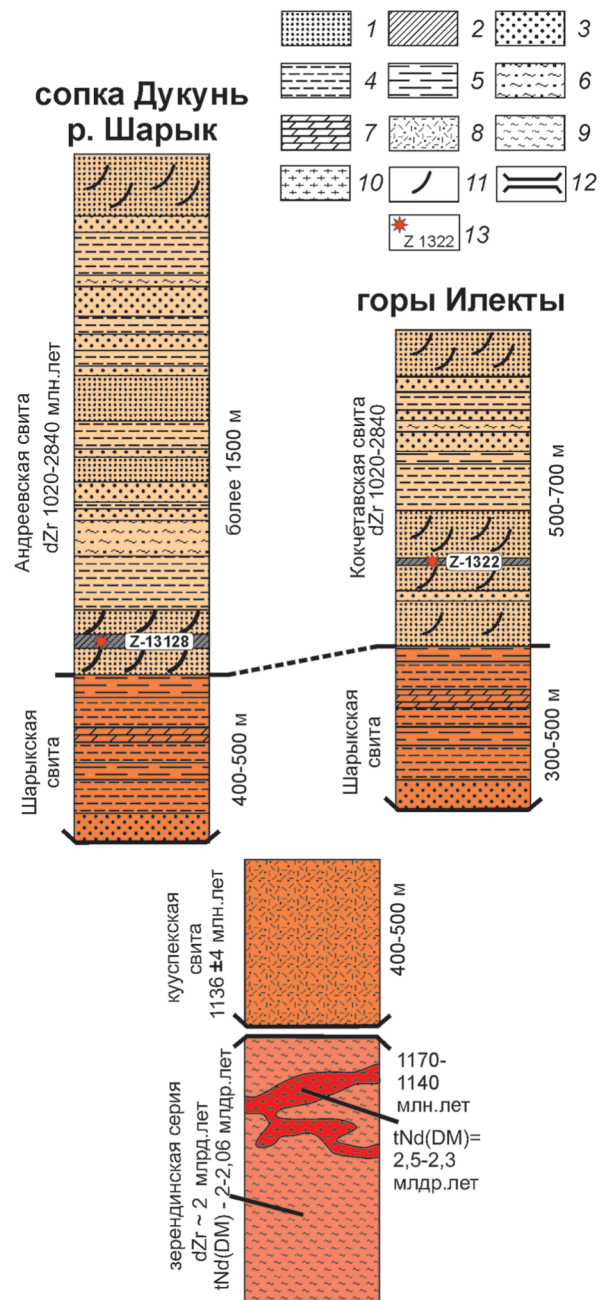


Рис. 2. Стратиграфические колонки кварцито-сланцевых толщ Кокчетавского массива [30]: 1 – кварцито-песчаники; 2 – кварцито-песчаники с рутил-цирконовым шлихом; 3 – мелкозернистые кварцито-песчаники; 4 – кварцито-песчаники и сланцы; 5 – серицит-кварцевые сланцы и филлиты; 6 – плагиоклаз-кварцевые сланцы и кварцито-песчаники; 7 – доломитовые мраморы; 8 – кислые вулканиты; 9 – гнейсы, сланцы и амфиболиты; 10 – гранитоиды; 11 – косая слоистость; 12 – тектонические контакты; 13 – места отбора проб рутил-цирконового шлиха и их номера

породы мезопротерозойского (1017–1528 млн. лет), палеопротерозойского (1628–1946 млн. лет) и неоархейского (2653–2739 млн. лет) возрастов. Это свидетельствует о близких условиях осадконакопления и схожих питающих провинциях.

Формирование кварцито-сланцевых толщ, вероятно, происходило в начале неопротерозоя, так как

в качестве нижнего возрастного предела их накопления может быть принят наиболее молодой статистически значимый пик возраста детритовых цирконов — 1060 млн. лет [2].

Таким образом, к началу накопления кварцито-сланцевых толщ Кокчетавский массив обладал достаточно мощной и зрелой континентальной корой, формирование которой в основном завершилось к началу неопротерозоя.

Петрогеохимическая характеристика пород кокчетавской и андреевской свит

Петрогенные элементы. Изученные породы кокчетавской свиты представлены полосчатыми мелко — среднезернистыми серицит-кварцевыми сланцами с единичными обломками зёрен микроклина, а также мелко- и среднезернистыми гранобластовыми кварцитами с единичными чешуйками серицита. Для всех разностей характерно постоянное присутствие в разной степени окатанных зёрен циркона, рутила и реже турмалина. Среди

пород андреевской свиты преобладают мелкозернистые кварцевые арены и мелкозернистые массивные кварциты с единичными чешуйками серицита. Для обеих свит характерно присутствие в тяжёлой фракции разноокатанных зёрен циркона, рутила, реже турмалина. В аренидах андреевской свиты в акцессорном количестве встречается рудный минерал.

Для пород изученных свит характерны широкие вариации содержаний (мас. %): SiO_2 (65,2—89), Al_2O_3 (5,23—19,64), $\text{FeO}^* + \text{MgO}$ (1,6—7,75), K_2O (1,4—5,36) (табл. 1), низкие концентрации Na_2O (0,1—1,01), CaO (0,1—1,8) и значительная изменчивость отношений $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (3,3—17).

На классификационной диаграмме М.М. Хирона для терригенных отложений (рис. 3, а) фигуративные точки составов пород кокчетавской и андреевской свит в основном тяготеют к полям вакк и субаркозов, а на диаграмме А.А. Неелова для метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород (рис. 3, б) — образуют тренд от аркозовых песчаников к ультрасилицитам [8, 28]. Породы обеих свит

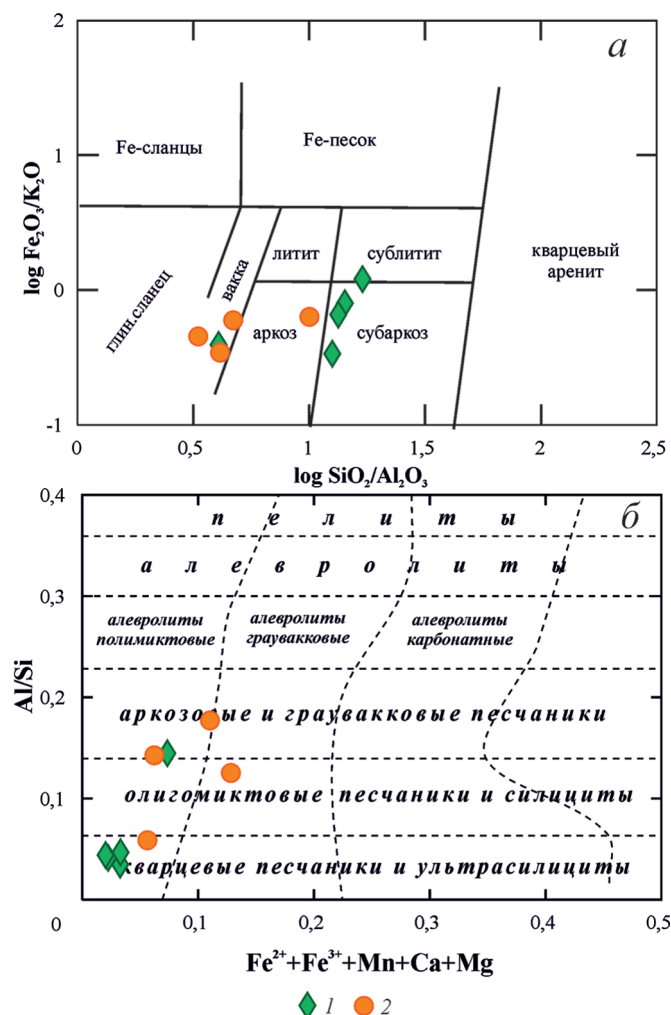


Рис. 3. Классификация терригенных отложений кокчетавской (1) и андреевской (2) свит на основании диаграмм: (а) $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}) - \log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ М.М. Хирона [27] и (б) $\text{Al/Si} - (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn} + \text{Ca} + \text{Mg})$ А. Н. Неелова [8]

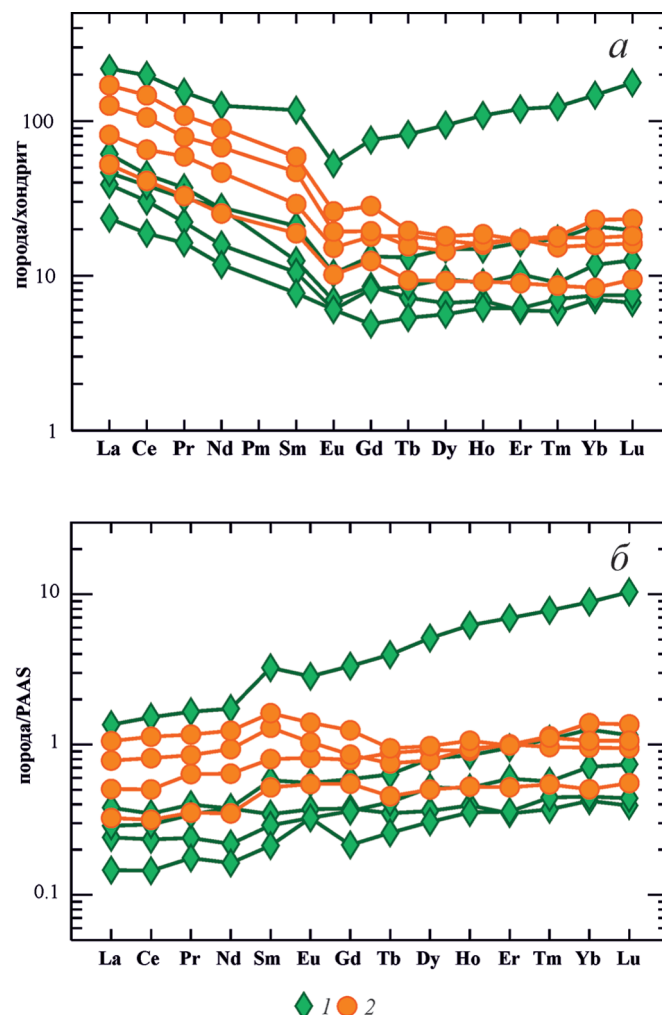


Рис. 4. Содержания редкоземельных элементов в метатерригенных породах кокчетавской (1) и андреевской (2) свит, нормированные по: (а) хондриту [42] и (б) PAAS [12]

Таблица 1

Содержание петрогенных (мас. %) и редких (мкг/г) элементов для кварцитов, кварцито-песчаников и песчаников кокчетавской и андреевской свит Кокчетавского массива

Образец	Z1320	Z1321	Z1321/1	Z1321/2	Z1321/3	Z13129	Z13130	Z1323	Z1323/1
	кокчетавская свита					андреевская свита			
SiO ₂	89,04	67,73	88,30	88,82	85,31	68,45	83,52	70,72	65,20
TiO ₂	0,19	4,21	0,46	0,39	1,15	0,69	0,35	0,84	0,79
Al ₂ O ₃	6,24	16,65	6,61	5,23	6,78	14,57	8,34	17,15	19,64
Fe ₂ O ₃ *	1,12	1,82	1,04	2,05	1,02	2,83	1,63	1,84	2,38
MnO	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	1,92	3,29
MgO	0,33	1,69	0,33	0,46	0,71	2,95	1,67	0,02	0,02
CaO	0,11	0,39	0,10	0,12	0,06	0,23	0,10	1,10	1,80
K ₂ O	1,40	4,65	1,59	1,71	3,05	4,75	2,57	5,36	5,25
Na ₂ O	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	1,01	0,26	0,14	0,27
P ₂ O ₅	0,03	0,07	0,02	0,02	0,02	0,06	0,06	0,09	0,12
Сумма	98,84	98,13	98,72	99,25	98,66	97,82	98,65	99,44	99,89
V	13,70	122,00	21,00	12,60	35,40	48,90	14,60	64,00	65,90
Cr	20,10	110,00	19,20	30,60	28,10	29,30	15,20	37,30	40,60
Co	1,21	0,78	0,65	1,24	0,63	6,05	0,50	2,35	2,66
Ni	15,30	12,30	8,22	15,50	9,20	18,40	7,83	9,86	16,20
Cu	5,82	31,90	5,32	10,00	10,40	15,70	6,46	5,22	10,40
Zn	12,50	56,50	9,64	12,70	18,40	43,30	18,00	21,00	26,50
Ga	4,72	12,90	4,34	3,38	6,59	13,80	5,22	18,70	18,80
Rb	29,50	106,00	37,40	32,00	67,90	105,00	57,20	130,00	112,00
Sr	6,61	16,60	8,65	4,14	2,69	21,10	35,40	17,90	24,70
Y	9,11	161,00	14,20	9,36	24,30	26,70	14,00	25,10	26,00
Zr	142,00	7580,00	279,00	288,00	761,00	216,00	181,00	547,00	244,00
Nb	2,99	90,40	6,06	4,63	15,30	9,17	4,79	12,70	11,90
Mo	0,60	0,71	0,60	2,42	1,80	0,60	0,60	0,60	0,60
Sn	1,01	7,30	1,37	1,20	2,07	1,88	1,19	2,67	2,70
Cs	0,43	1,63	0,60	0,51	0,92	2,88	2,02	1,68	2,15
Ba	53,00	539,00	156,00	183,00	348,00	362,00	288,00	234,00	215,00
La	14,50	51,80	9,21	5,57	11,00	19,30	12,40	29,90	40,30
Ce	27,60	121,00	18,60	11,50	23,40	40,00	25,10	64,60	89,80
Pr	3,52	14,60	2,11	1,55	3,01	5,62	3,11	7,50	10,30
Nd	12,70	58,80	7,39	5,51	12,90	21,70	11,80	31,60	41,90
Sm	1,91	18,00	1,61	1,18	3,21	4,44	2,88	7,18	8,98
Eu	0,40	3,07	0,35	0,35	0,60	0,88	0,59	1,12	1,51
Gd	1,75	15,50	1,68	1,00	2,74	3,68	2,56	3,99	5,80
Tb	0,27	3,07	0,32	0,20	0,49	0,68	0,35	0,58	0,73
Dy	1,69	23,90	2,42	1,43	3,77	4,30	2,35	3,67	4,57
Ho	0,39	6,16	0,51	0,35	0,84	0,90	0,52	0,93	1,05
Er	0,99	19,80	1,69	1,02	2,71	2,86	1,48	2,84	2,81
Tm	0,15	3,16	0,23	0,18	0,44	0,39	0,22	0,46	0,45
Yb	1,19	25,00	2,00	1,27	3,55	2,69	1,42	3,91	2,99
Lu	0,17	4,49	0,32	0,19	0,50	0,41	0,24	0,59	0,46
Hf	3,49	258,00	7,75	7,25	18,60	6,42	5,06	14,90	6,29
Ta	0,22	7,07	0,48	0,33	1,24	0,65	0,38	0,81	0,80
W	0,50	6,39	0,50	0,50	1,16	0,89	0,50	1,06	1,27
Pb	11,50	21,90	6,14	13,20	10,80	4,54	3,67	6,66	24,00
Th	2,72	95,00	5,47	2,98	11,30	6,75	2,96	9,44	8,79
U	1,21	29,60	1,85	1,76	3,96	2,27	1,10	3,63	3,13
Сумма РЗЭ	67,23	368,35	48,44	31,3	69,16	107,85	65,02	158,87	211,65
a	0,04	0,15	0,04	0,04	0,05	0,13	0,06	0,14	0,18
b	0,02	0,07	0,02	0,03	0,03	0,13	0,06	0,06	0,11
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	14,26	4,07	13,35	17,00	12,58	4,70	10,02	4,12	3,32
K ₂ O/Na ₂ O	118,81	176,65	160,40	170,90	304,80	4,70	10,08	39,41	19,80
Fe ₂ O ₃ */MgO	1,45	3,51	1,37	2,51	1,74	5,78	3,30	1,86	2,39

CIA	80	77	80	74	69	71	74	72	73
La/Co	11,98	66,41	14,17	4,49	17,46	3,19	24,80	12,72	15,15
Th/Co	2,25	121,79	8,42	2,40	17,94	1,12	5,92	4,02	3,30
(La/Yb) <i>n</i>	8	1	3	3	2	5	6	5	9
Eu/Eu*	0,66	0,55	0,64	0,97	0,61	0,65	0,65	0,63	0,63

Примечание. $a = \text{Al/Si}$ (ат. кол); $b = (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn} + \text{Mg} + \text{Ca})/1000$ (ат. кол); $\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \cdot 100$ (в мол. %), $(\text{La/Yb})n$ — нормировано на состав хондрита [41], $\text{Eu/Eu} = \text{Eu}_n / (\text{Sm}_n \cdot G_{\text{Dn}})$. Определение содержаний петрогенных элементов выполнено рентгенофлуоресцентным методом в Геологическом институте РАН (г. Москва) на последовательном спектрометре S4 Pioneer фирмы «Bruker» с использованием программного обеспечения «Spectra-Plus». Содержания редкоземельных элементов установлены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на приборе «Элан-6100 DRC» в центральной лаборатории во Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте им. А.П. Карпинского (ФГУП «ВСГЕИ», г. Санкт-Петербург).

обладают средним индексом химического выветривания ($\text{CIA} = (\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}))$

100) 69—80, характерным для глинистых сланцев [12, 38]. Проявленный на диаграмме А.А. Неелова тренд, связанный с ростом отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, отражает увеличение интенсивности химического выветривания пород вверх по разрезам обеих свит. Песчаники нижних частей кокчетавской и андреевской свит обладают относительно низкими отношениями $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (3,3—4,3), типичными для постархейского глинистого сланца (РААС), в то время как кварцевые песчаники и ультрасилициты верхней части разрезов обеих свит характеризуются отношениями $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ от 10 до 17, что существенно превышает значения для РААС [12]. Эти данные указывают на интенсивные преобразования материала в процессе выветривания и его значительное фракционирование при транспортировке [12].

Редкие и редкоземельные элементы. Для пород кокчетавской и андреевской свит характерно умеренно фракционированное распределение РЗЭ с незначительным обогащением легкими РЗЭ относительно тяжёлых (($\text{La/Yb})n = 2,1—9,1$) и незначительной отрицательной европиевой аномалией ($\text{Eu/Eu}^* = 0,58—0,98$). При этом породы андреевской свиты характеризуются более высокими содержаниями как легких, так и тяжелых РЗЭ (рис. 4, а, табл. 1).

В целом породы обеих свит демонстрируют близкие особенности распределения редких и редкоземельных элементов (рис. 4, а, б). На мультиэлементных диаграммах получены сходные особенности распределения химических элементов, выраженные в деплетированности Sr, Nb, Ta и обогащении Zr, Nd, Th, U (рис. 4, б). Отличительной чертой пород кокчетавской свиты является обеднение легкими и тяжелыми РЗЭ в сравнении с РААС (рис. 4, б).

Характеристика минерального состава россыпных рудопроявлений кокчетавской и андреевской свит

Нами был изучен минеральный состав двух россыпных рудопроявлений, расположенных в центральной (рудопроявление Илекты) и западной (рудопроявление Дукунь) частях Кокчетавского

массива. Оба рудопроявления приурочены к нижним преимущественно кварцитовым частям кокчетавской и андреевской свит (рис. 2).

Рудопроявление Илекты представляет собой чередование хлорит-серицит-кварцевых, серицит-кварцевых сланцев кокчетавской свиты, среди которых присутствуют кварциты с прослоями светло-коричневого рудного шлиха мощностью от 1 до 10 см. Сланцы встречаются в виде обнажений и рудной щебенки в полосе протяженностью около 3 км и шириной до 500 м [1]. Прослои залегают согласно с вмещающими породами, смяты вместе с ними в мелкие складки, иногда их расположение подчеркивает косую слоистость.

Рудопроявление Дукунь сложено кварцитами андреевской свиты, в которых установлены согласные со слоистостью прослои рудного шлиха тёмно-серого цвета, мощностью от 2 до 50 см.

В обоих рудопроявлениях шлик приурочен к кварцитам с лепидогранобластовой и гранобластовой структурой, в состав которых входит в основном кварц (70—90 %), реже встречаются серицитизированный плагиоклаз (до 20 %) и мусковит (до 10 %).

В рудном шлихе кокчетавской свиты преобладающими минералами являются циркон и рутил. Циркон представлен в различной степени окатанными бесцветными или розовыми зёрнами короткостолбчатого и призматического габитуса с преобладающим размером от 0,1 до 0,2 мм. Зёрна рутила имеют изометричную и удлинённую формы, окраска от тёмно-коричневой до красной, размер в основном от 0,1 до 0,3 мм. Шлик андреевской свиты сложен цирконом, рутилом и рудным минералом, содержание последнего достигает 40 %. Рудный минерал представлен титаномagnetитом с переменным содержанием миналов магнетита (40—90 %) и ульвошпинели (10—60 %) (рис. 5, табл. 4). Все минералы характеризуются различной степенью окатанности и большими, по сравнению с кокчетавской свитой, размерами (цирконы 0,2—0,4 мм, рутили 0,1—0,4 мм, рудный минерал — 0,2—0,4 мм). В шлихах обеих свит относительно крупные кристаллы рутила часто окружены более мелкозернистым агрегатом, состоящим из игольчатых кристаллов вторичного рутила, являющегося, вероятно,

Таблица 2

Представительные анализы рутилов рудопроявления Илекты и Дукунь

Образец	z1322 1-x-26	z1322 2-x-35	z1322 2-x-38	z1322 2-44	z13128 1-x-4	z13128 1-x-5	z13128 2-11	z13128 2-12	z13128 2-14	z13128 2-15	z13128 3-17	z13128 3-18	z13128 3-19	z13128 3-20
Рудопроявление	Илекты				Дукунь									
TiO ₂	99,97	98,55	99,71	100,80	98,79	98,979	99,74	97,78	99,25	97,20	100,33	96,48	97,19	98,51
SiO ₂	0,37	0,17	0,03	0,24	1,07	0,238	0,15	0,24	0,25	0,26	0,04	0,41	0,22	0,23
ZrO ₂	0,41	0,03	0,06	0,08	0,05	0,09	0,06	0,06	0,15	0,03	0,09	0,03	0,02	0,04
Al ₂ O ₃	0,13	0,05	0,02	0,06	0,03	0,03	0,04	0,04	0,05	0,03	bdl	0,09	0,04	0,04
FeO	0,15	0,15	0,57	0,17	0,57	1,10	0,94	2,41	1,13	2,05	0,78	2,78	2,96	1,30
Nb ₂ O ₅	0,16	0,11	0,79	0,15	0,13	0,10	0,13	0,15	0,20	0,09	0,29	0,11	0,11	0,16
Cr ₂ O ₃	0,07	0,34	0,07	0,08	0,11	0,06	0,09	0,02	0,02	0,43	0,10	0,06	0,27	0,42
Сумма	101,19	99,4	101,25	101,58	100,75	100,597	101,15	100,7	101,05	100,09	101,63	99,96	100,81	100,7

Примечание. Здесь и далее измерения состава минералов рудопроявлений Дукунь и Илекты проводилось на приборе JEOL JXA-8200, оснащённом пятью волновыми спектрометрами, при ускоряющем напряжении 20 kV, токе на пиллере Фарадея 300 nA, диаметре пучка 3 мкм. Время экспозиции для Ti (K, PETI) и Fe (K, LIF) 10 с., для Sb (L, RETN), Sn (L, RETN), Nb (L, RETN), Cr (K, PETI), Zr (L, RETN) и Ta (L, LIF) – 20 с., для W (L, LIF) – 30 с., для Si (K, TAP), Al (K, TAP), Mg (K, TAP) – 40 с. В качестве стандартов использовались: TiO₂ (Ti), фаялит (Si), CaWO₄ (W), ZrSiO₄ (Zr), Rb₂Nb₄O₁₁ (Nb), хромит (Al, Cr, Mg, Fe), Ta (Ta), NiSbS (Sb), Cu₂FeSnS₄ (Sn). Пределы обнаружения для доверительного интервала 3 составляют (г/г): Si – 90; Zr – 160; W – 410; Al – 90; Sb – 130; Ta – 310; Mg – 80; Sn – 150; Fe – 160; Nb – 290; Cr – 110. Для ZrO₂ для доверительного интервала 2 стандартное отклонение составляет ± 0,01 мас. %.

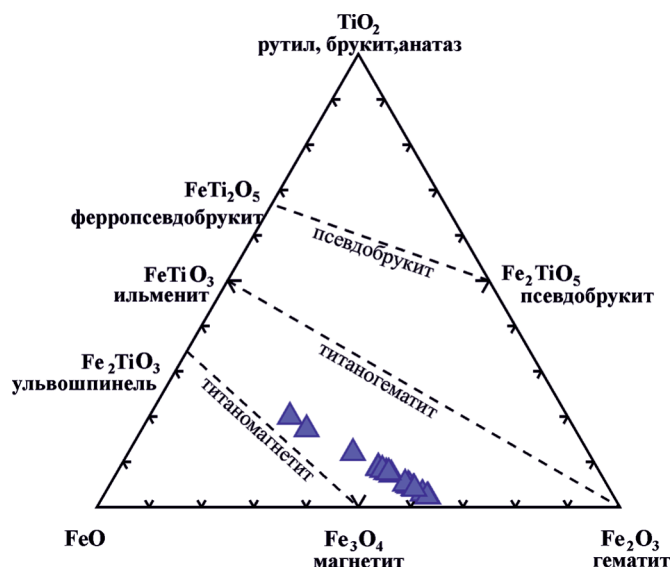


Рис. 5. Диаграмма тройной системы FeO-Fe₂O₃-TiO₂ [36]. Треугольниками обозначены составы рудных минералов из шлиха андреевской свиты

продуктом более поздней перекристаллизации [1]. Во всех шлихах присутствует турмалин, представленный окатанными зёрнами короткостолбчатой и изометричной форм, синего и зелёного цвета.

Для реконструкции состава питающих провинций нами проведено изучение соотношений и химического состава минералов тяжелой фракции. В шлихах обеих свит значения рутил-цирконового индекса ($RZi = 100 \cdot \text{Rutil} / (\text{Rutil} + \text{Zircon})$) варьирует от 60 до 70, что может свидетельствовать о поступлении кластического материала из одной питающей провинции [38].

Рутилы обоих рудопроявлений имеют сходные геохимические характеристики и демонстрируют близкие вариации в содержаниях Cr (130–9415 г/т) и Nb (56–7961 г/т) (табл. 2).

Схожие химические составы имеют турмалины изученных шлихов. Значение вакансий в позиции X в турмалинах всегда меньше 0,5 (табл. 3), что определяет их принадлежность к щелочной группе (рис. 7, а). Преобладающими катионами в позиции Y являются Fe и Mg, а отношение Mg/(Mg+Fe) изменяется от 0,01 до 0,83, что позволяет относить их к шерл-дравитовой серии (рис. 7, б) [27].

Доказанная экспериментально зависимость концентрации Zr в рутиле от температуры [48] положена в основу геотермометров, что позволяет нам примерно оценить температуры метаморфизма пород, являвшихся источником рутилов. Оценки температур, полученные по термометру $T^{\circ}\text{C} = 4470 / (7,36 - \lg Zr) - 273$, где Zr г/г – содержание Zr в рутиле [47], для рутилов из шлихов кочетавской свиты составляют от 628 до 879 °C (рис. 6). Для рутилов из андреевской свиты преобладают значения температур в интервале от 595 до 763 °C. Для более точной информации о температуре предложен алгоритм, учитывающий, кроме кон-

Таблица 3

Представительные анализы турмалинов из рудных шлихов кокчетавской и андреевской свит, кристаллохимические формулы в пересчете на 29 атомов кислорода [26]

Компонент		Кокчетавская свита					Андреевская свита				
		z13128-1	z13128-2	z1322-1	z1322-2	z1322-3	z1322-4	z1322-5	z1322-6	z1322-7	z1322-8
B ₂ O ₃ *		10,54	10,25	10,02	10,15	10,01	10,63	10,39	9,97	10,45	10,28
	SiO ₂	36,01	35,27	35,17	34,61	34,99	37,03	36,22	35,05	35,61	34,80
	TiO ₂	0,79	0,84	0,06	0,38	1,15	0,22	1,66	1,02	0,85	0,66
	Al ₂ O ₃	33,43	27,29	29,12	31,17	26,92	31,92	26,98	23,77	33,66	33,16
FeO		10,35	12,02	19,18	17,09	8,71	3,22	9,63	13,73	9,80	13,56
	MnO	0,05	0,13	0,10	0,08	0,01	0,02	0,02	0,05	0,06	0,11
	MgO	3,48	6,83	0,15	0,43	7,47	9,08	8,04	7,43	3,28	1,30
	CaO	0,22	2,33	0,01	0,54	1,30	0,84	1,53	2,37	0,31	0,23
Na ₂ O		2,12	1,64	2,98	2,56	2,01	1,87	2,21	1,72	1,90	2,08
	K ₂ O	0,04	0,07	0,07	0,06	0,04	0,03	0,04	0,06	0,05	0,04
	SnO ₂	0,02	0,01	0,01	bdl	bdl	0,01	bdl	0,01	0,05	0,04
	F	0,44	0,17	1,79	1,75	bdl	bdl	bdl	0,23	0,02	0,88
Total		86,94	86,59	88,64	88,67	82,60	84,24	86,33	85,45	85,59	86,87
X	K	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
	Na	0,68	0,54	1,00	0,85	0,68	0,59	0,72	0,58	0,61	0,68
	Ca	0,04	0,42	0,01	0,10	0,24	0,15	0,27	0,44	0,06	0,04
		0,73	0,98	1,02	0,96	0,93	0,75	1,00	1,04	0,68	0,73
Y	Mg	0,86	1,16	0,04	0,11	1,93	2,21	1,32	0,82	0,81	0,33
	Mn	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
	Fe	1,43	1,70	2,78	2,45	1,26	0,44	1,35	2,00	1,36	1,92
	Ti	0,10	0,11	0,01	0,05	0,15	0,03	0,21	0,13	0,11	0,08
Z	Al y	0,50	0,02	bdl	0,29	bdl	0,15	bdl	bdl	0,52	0,61
		2,89	3,01	2,85	2,91	3,35	2,84	2,87	2,96	2,81	2,95
	Alz	6	5,43	5,95	6	5,51	6	5,32	4,89	6	6
	Mg		0,57			0,09		0,68	1,11		
T		6	6,00	5,95	6	5,60	6	6	6	6	6
	AlT	0,06	0,02	0	0,07	0	0	0	0	0,08	0,12
	Si	5,94	5,98	6,10	5,93	6,08	6,06	6,06	6,11	5,92	5,88
		6	6	6,10	6	6,08	6,06	6,06	6,11	6	6
B	B*	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3

Примечание. В* — содержание B рассчитано исходя из стехиометрии; сумма указана без учёта H₂O.

Таблица 4

Представительные анализы рудных минералов рудопроявления Дукунь

Образец	z13128 1-x1	z13128 1-x2	z13128 1-x3	z13128 2-7	z13128 2-9	z13128 2-10	z13128 -11	z13128 2-12	z13128 3-14	z13128 3-15	z13128 3-17	z13128 3-19
TiO ₂	19,34	47,58	2,14	2,21	7,56	11,81	4,46	8,36	16,37	4,03	5,03	3,88
MgO	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	bdl	0,02	bdl	0,09	bdl	bdl	0,01
CaO	0,05	0,10	0,04	0,04	0,03	0,01	0,04	0,06	0,07	0,02	0,02	0,01
FeO	70,39	30,94	86,06	87,41	83,09	79,32	83,84	81,19	71,70	85,99	85,36	86,66
SiO ₂	0,10	0,95	0,08	0,09	0,07	0,08	0,09	0,13	0,50	0,11	0,13	0,04
Nb ₂ O ₃	0,04	0,07	bdl	0,01	bdl	0,01	bdl	0,02	0,01	bdl	bdl	0,01
MnO	0,02	0,02	0,01	bdl	0,08	0,02	0,01	0,01	bdl	bdl	bdl	bdl
Al ₂ O ₃	0,12	0,61	0,08	0,02	0,08	0,02	0,08	0,04	0,10	0,06	0,16	0,05
ZnO	bdl	0,05	bdl	0,02	0,03	bdl	0,01	bdl	0,04	bdl	0,03	0,03
NiO	bdl	0,03	0,04	bdl	0,01	bdl	bdl	bdl	0,01	0,01	0,04	0,03
V ₂ O ₃	0,08	0,02	0,16	0,18	0,12	0,02	0,2	0,14	0,68	0,07	0,27	0,87
Cr ₂ O ₃	0,09	0,45	0,19	0,99	0,49	0,06	0,15	0,59	1,45	0,18	0,20	0,21
Total	90,25	80,86	88,81	90,98	91,56	91,34	88,88	90,54	91,02	90,46	91,24	91,78

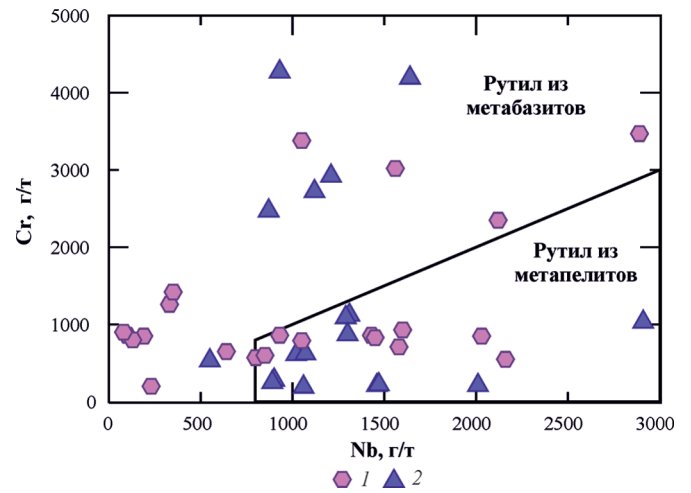


Рис. 6. Диаграмма вариаций концентраций Cr и Nb в рутилах из метаморфических пород различного состава [47]: 1 – рутилы кокчетавской свиты из рудопроявления Илекты; 2 – рутилы андреевской свиты из рудопроявления Дукунь

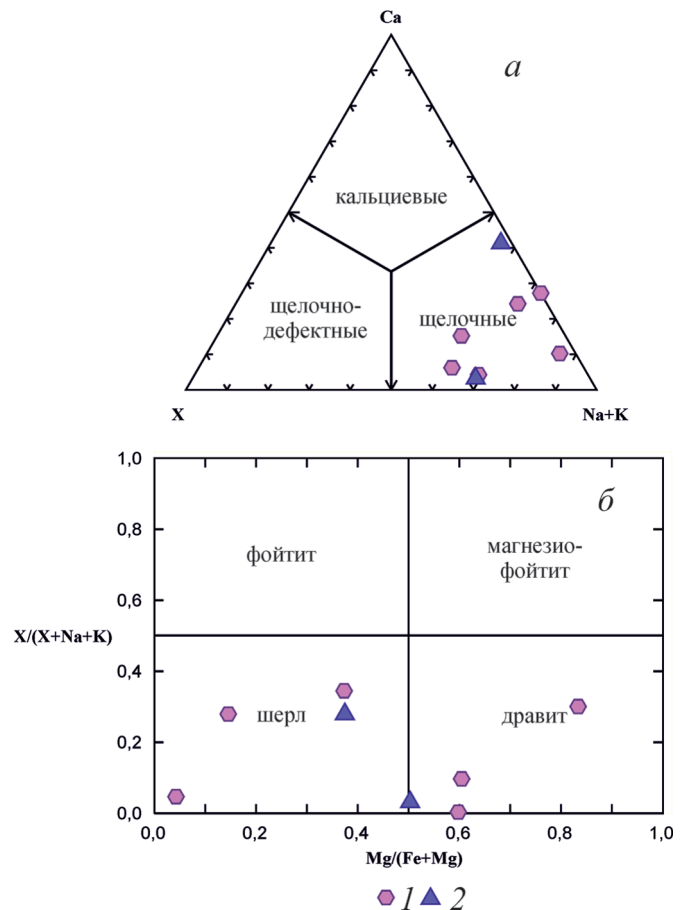


Рис. 7. Классификационные диаграммы для минералов группы турмалина: (а) по X-позиции и (б) на основе соотношения Mg/(Mg+Fe) по сравнению с X/(X + Na + K) [26]: 1 – турмалины кокчетавской свиты из рудопроявления Илекты; 2 – турмалины андреевской свиты из рудопроявления Дукунь

центрации Zr, давление и полиморфную модификацию SiO₂ [45]. Применительно к обломочным рутилам предложено по умолчанию использовать давление 10 кбар и -кварц [46], что определяет следующий вид уравнения: $T(^{\circ}\text{C}) = (83,9 + 0,410 P) / (0,1428 - R \ln) - 273$, где — содержание Zr в г/г, P — давление в кбар, R = универсальная газовая константа = 0,0083144 кДж К⁻¹ [45]. Для рутилов кокчетавской свиты полученные значения температур образуют интервал от 636 до 882 °С, а для андреевской свиты — от 603 до 768 °С. Полученные оценки указывают на формирование пород источников сноса при близких температурах.

Обсуждение результатов

Область распространения кварцито-сланцевых толщ в Северном Казахстане, наряду с Кокчетавским, также охватывает Шатский, Ишкеольмесский и Ерементау-Ниязский массивы. В пределах всех массивов нижние части разрезов сложены серицит-кварцевыми и глинистыми сланцами с прослоями доломитов и графитистых кварцитов, а верхние — кварцито-песчаниками, кварцитами и серицит-кварцевыми сланцами. Везде вверх по разрезу увеличивается размерность обломочного материала, возрастают степени его окатанности и мономинеральности. В верхних частях разрезов преобладают массивные и слюдистые кварциты с косой слоистостью, внутренними размывами и красноватостью [3, 7].

Характерной чертой кварцито-сланцевых разрезов различных массивов является присутствие палеороссыпей, выявленных на Кокчетавском, Шатском и Ерементау-Ниязском массивах [1, 17]. В кварцито-сланцевых разрезах Ишкеольмесского массива палеороссыпи не установлены, но выделены горизонты повышенных концентраций минералов тяжелой фракции [11]. На всех массивах рудные шлихи приурочены к нижним частям кварцитовой части разреза.

Все изученные рудопроявления, приуроченные к кокчетавской свите, сложены рутилом и цирконом. Подобная ассоциация минералов с близкими удельными весами (4,2—4,6 г/см³), высокой абразивной прочностью и константой гипергенной устойчивости (1,4—1,54), типична для россыпей во фронтальной зоне пляжной фации литорали [18, 23]. В тоже время в ряде рудопроявлений, связанных с андреевской свитой, присутствуют значительные (до 40 %) концентрации рудного минерала, характеризующегося переменными содержаниями минералов магнетита и ульвошпинели. Учитывая более высокий удельный вес рудного минерала (магнетит 5,2 г/см³, ульвошпинель 4,6 г/см³) [23], а также большие размеры ассоциирующих с ним цирконов и рутилов, можно предполагать накопление таких россыпей в тыловой зоне пляжной фации.

Эти данные хорошо согласуются с представлениями о формировании позднедокембрийских кварцито-сланцевых толщ Северного Казахстана в условиях регрессирующего бассейна при широком распространении фаций подводных дельт и прибрежного мелководья [3, 4]. Предполагается, что расчленённый рельеф в течение этого времени отсутствовал, породы эрозионной области подверглись интенсивному выветриванию, а продукты разрушения испытывали длительную транспортировку. Эти особенности позволяют рассматривать кварцито-сланцевые толщи сиалических массивов Северного Казахстана в качестве фрагментов позднедокембрийского субплатформенного чехла, накопление которого происходило на значительных площадях, имевших континентальное основание [1, 3, 4].

Результаты петрогеохимического и минералогического изучения кварцито-сланцевых толщ Кокчетавского массива, U-Pb и Lu-Hf исследований детритовых цирконов россыпных рудопроявлений Илекты и Дукунь [2, 31], позволяют выделить два генетически различных типа источников кластического материала.

Источник первого типа представлен магматическими породами кислого состава. Об участии таких пород в строении питающей провинции в основном свидетельствует химический состав песчаников и кварцитов кокчетавской и андреевской свит. Низкие значения FeO*+MgO и высокие, в сравнении с PAAS, отношения K₂O/Na₂O, указывают на образование пород свит за счёт эрозии пород кислого состава. Это подтверждается и значениями отношений La/Co и Th/Co, находящимися в интервале значений, характерных для терригенных пород, образованных при разрушении гранитоидов [22]. Слабодифференцированные спектры распределения РЗЭ, отсутствие интенсивного обеднения тяжёлыми РЗЭ ((La/Yb)_n = 2,1—9,1) свидетельствуют о преобладании в источниках сноса высококальциевых магматических пород кислого состава. Шерл-дравитовый состав турмалина, присутствующего среди минералов тяжёлой фракции, предполагает кислый состав его магматического источника (рис. 9) [26]. Детритовые цирконы магматического происхождения характеризуются сохранившейся осциляторной зональностью и наличием расплавных включений [2].

На современном эрозионном срезе к вероятным источникам этого типа могут быть отнесены позднемезопротерозойские гнейсо-граниты и кислые вулканы кууспеской свиты, которые залегают структурно ниже кварцито-сланцевых толщ Кокчетавского массива. Участие мезопротерозойских магматических пород в строении питающей провинции подтверждается преобладающей популяцией детритовых цирконов в палеороссыпях с диапазоном возрастов от 1017—1528 млн. лет [2].

Однако мезопротерозойские детритовые цирконы из кварцито-сланцевых толщ Кокчетавского массива обладают преимущественно положительными значениями $Hf(T)$ ($-0,5 + 12,4$) и модельными возрастами источников их родоначальных расплавов 1,2–1,9 млрд. лет, в то время как для цирконов из мезопротерозойских гнейсо-гранитов характерны отрицательные значения $Hf(T)$ ($4,1 + 11$) и модельные возрасты — 2,21–2,65 млрд. лет [25, 31]. Эти данные свидетельствуют о том, что среди магматических пород питающей провинции главную роль играли породы кислого состава, которые сформировались при плавлении источников с относительно коротким временем пребывания в континентальной коре или ювенильных.

Источник второго типа представлен метаморфическими породами. Присутствие среди пород питающей провинции метаморфических образований подтверждается составами рутилов, обладающих высокими концентрациями Fe (> 1000 г/т) [49]. При этом концентрации Fe в рутилах сильно отличаются (рутилы рудопоявления Илекты: Fe — 637–4407 г/т, рутилы рудопоявления Дукунь: Fe — 4454–31787 г/т) (табл. 2). Рост концентраций Fe в рутилах может возрастать с увеличением степени метаморфизма [20], либо отражать наличие мельчайших ламелей ильменита, магнетита [42]. Последний вариант кажется более предпочтительным, учитывая близкие оценки температур, полученные для рутилов из обоих рудопоявлений.

Широкие вариации Cr и Nb в рутилах позволяют предполагать, что метаморфические породы имели различный состав. Рутилы с $Cr < Nb$ и содержаниями $Nb > 800$ г/т характерны для метаосадочных пород (парагнейсы, кислые гранулиты), а рутилы с $Cr > Nb$ и содержаниями $Nb < 800$ г/т типичны для метабазитов (эклогиты, гранулиты основного состава) (рис. 6) [36]. Использование дискриминационной формулы $x = 5 (Nb(г/т) - 500) - Cr(г/т)$, предложенной в [46], подтверждает присутствие пород метаосадочного ($x = 169 - 27892$) и метабазитового ($x = 111$) состава в источнике сноса. На значительную роль последних также указывают высокие концентрации и состав рудного минерала рудопоявления Дукунь (рис. 5). Метаморфические детритовые цирконы имеют тёмную окраску и флюидные включения [31].

Преобладающая часть оценок температур для рутилов из рудопоявлений Илекты и Дукунь находится в интервале от 600 до 730 °C, что указывает на формирование метаморфических источников в условиях амфиболитовой и/или эклогитовой фации метаморфизма (рис. 8).

Полученные данные позволяют считать, что в строении питающей провинции принимали участие метаморфические породы разного состава, образованные в условиях умеренных и высоких температур.

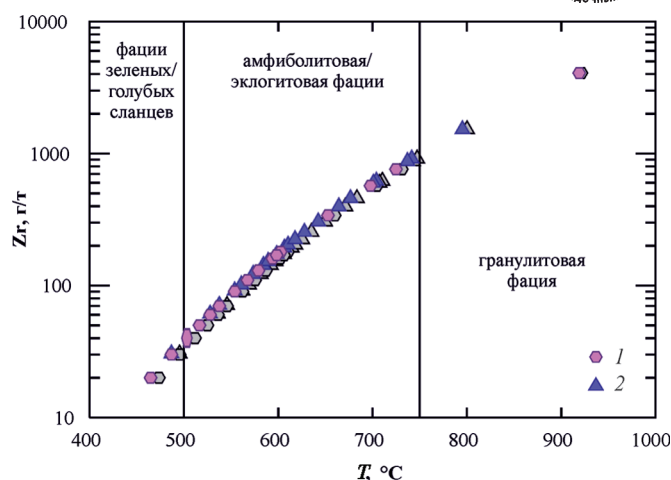


Рис. 8. Зависимость вариаций температурного пика метаморфизма и содержания Zr в рутиле (ppm) на диаграмме из [46]: 1 — рутилы кокчетавской свиты из рудопоявления Илекты; 2 — рутилы андреевской свиты из рудопоявления Дукунь. Серым крестом обозначены точки, рассчитанные по [43]

Оценить соотношение магматического и метаморфического материала в строении питающей провинции можно при помощи рутил-цирконового индекса ($RZi = 100 \text{ Rutil/Rutil+Zircon}$) [38]. Его низкие значения отражают обеднённость источника сноса рутилом и преимущественно магматический состав питающей провинции. Рутил-цирконовый индекс в обоих рудопоявлениях достаточно высок и составляет от 60 до 70, что позволяет предполагать преобладание метаморфических пород в строении питающей провинции.

Комплексы умеренных и высоких степеней метаморфизма участвуют в строении большинства массивов и ранее рассматривались как наиболее древние докембрийские образования западной

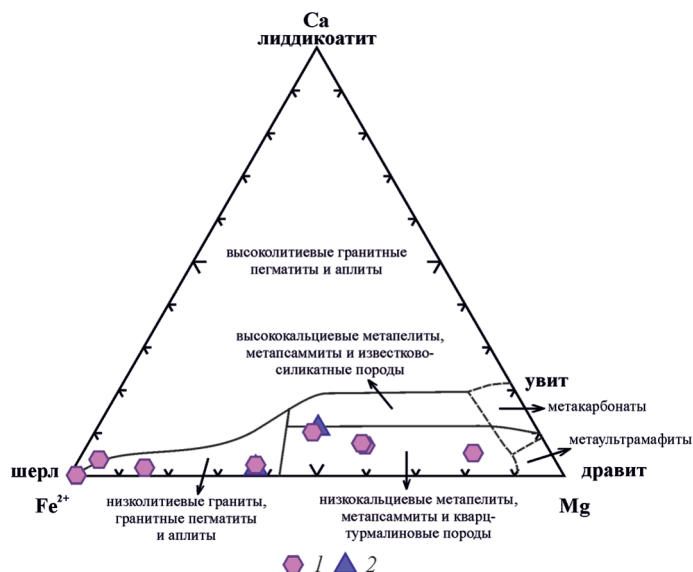


Рис. 9. Диаграмма содержания Ca-Fe-Mg в минералах группы турмалина из различных типов горных пород [25]: 1 — турмалины кокчетавской свиты из рудопоявления Илекты; 2 — андреевской свиты из рудопоявления Дукунь

части Центрально-Азиатского складчатого пояса [9]. Однако в последние годы для многих метаморфических комплексов были получены геохронологические свидетельства раннепалеозойского возраста их высоко- и ультравысокобарического метаморфизма в интервале от 530 до 470 млн лет [19, 21, 29, 30, 32, 40, 43]. Эти процессы затушевывали более ранние проявления метаморфизма и существенно затруднили выделение докембрийских метаморфических образований.

Полученные нами данные о петрогеохимическом и минеральном составе пород кокчетавской и андреевской свит позволяют предполагать, что в донеопротерозойской эволюции Северного Казахстана процессы метаморфизма играли значительную роль, а в строении источников сноса, за счет эрозии которых и происходило накопление кварцито-сланцевых толщ, преобладали метаморфические комплексы.

Ассоциация метабазитов и метапелитов умеренных и высоких ступеней метаморфизма, а также кислых магматических пород, сформированных при участии различных источников, наиболее типична для коллизионных орогенов. Учитывая преобладание в рудных шлихах позднедокембрийских кварцито-сланцевых толщ Кокчетавского массива популяции детритовых цирконов с мезопротерозойскими оценками возрастов, можно предполагать, что формирование комплексов питающей провинции было связано с процессами гренвилльской орогении. Это подтверждает представления о том, что в позднем докембрии кварцито-сланцевые толщи сиалических массивов Казахстана находи-

лись в пределах шельфа пассивной окраины суперконтинента Родиния [35].

Выводы

1. Полученные результаты подтверждают, что в позднем докембрии Кокчетавский массив входил в состав пассивной окраины крупного континентального блока, в шельфовой части которой в начале неопротерозоя накапливались мощные кварцито-сланцевые толщи кокчетавской и андреевской свит.

2. Петрогеохимические характеристики, а также близость минерального состава рудных шлихов указывают на формирование кокчетавской и андреевской свит за счёт эрозии комплексов одной питающей провинции.

3. Преобладающими в строении питающей провинции являлись метаморфические комплексы, среди которых были распространены как метаосадочные разности, так и продукты метаморфизма магматических пород основного состава. Формирование этих комплексов происходило в диапазоне температур амфиболитовой — эклогитовой фаций.

4. Магматические комплексы питающей провинции были представлены преимущественно породами кислого состава, образование которых происходило при плавлении ювенильного субстрата, либо источника с относительно коротким временем пребывания в континентальной коре.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 17-05-00357, аналитические работы проведены за счёт средств РНФ (проект № 14-27-00058).

ЛИТЕРАТУРА

1. Данилов Ю.С., Панкратова Н.Л. Докембрийские циркон-рутиловые россыпи Кокчетавского антиклинория (Северный Казахстан) // Изв. АН Каз ССР. Сер. геол. 1965. № 1. С. 21–34.
2. Дегтярев К.Е., Ковач В.П., Третьяков А.А., Котов А.Б., Ван К.-Л. Возраст и источники докембрийских циркон-рутиловых россыпей Кокчетавского сиалического массива (Северный Казахстан) // Докл. РАН. 2015. Т. 464. № 5. С. 584–588.
3. Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Кузнецов Н.Б., Астраханцев О.В. Палеогеография позднего докембрия—раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург, 1998. С. 159–166.
4. Зайцев Ю.А. О выделении среднерифейской исседонской складчатости в Казахстане // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1974. № 3. С. 32–52.
5. Ковач В.П., Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Толмачева Е.В., Ван К.-Л., Котов А.Б., Чун С.-Л., Джан Б.-М. U-Pb возраста детритовых цирконов из неопротерозойских россыпей Еремантау-Ниязского массива как отражение этапов докембрийской тектоно-магматической эволюции Северного Казахстана // Докл. РАН. 2014. Т. 455. № 3. С. 300–304.
6. Летников Ф.А., Ватанабе Т., Котов А.Б., Йокаяма К., Зырянов А.С., Ковач В.П., Гладкочуб Д.П. К вопросу о возрасте метаморфических пород Кокчетавской глыбы (Северный Казахстан) // Докл. РАН. 2001. Т. 381. № 4. С. 518–521.
7. Лыдка К., Филатова Л.И. Главные черты литостратиграфии кокчетавской серии протерозоя Кокчетавского массива // Литология и полезные ископаемые. 1982. №4. С. 130–136.
8. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
9. Ранний докембрий Центрально-Азиатского складчатого пояса. СПб: Наука, 1993. 272 с.
10. Розен О.М. Рифей Кокчетавского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 7. С. 102–104.
11. Спиридонов Э.М. О толщах кварцитов среднего и верхнего рифея Северного Казахстана // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т.62. В. 2 С. 71–77.
12. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора и ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
13. Третьяков А.А., Ковач В.П., Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н. Источники мезопротерозойских магматических комплексов и время формирования континентальной коры Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Докл. РАН. 2016. Т. 471. № 6. С. 1–4.
14. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Среднерифейские гнейсо-граниты Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // Докл. РАН. 2011б. Т. 440. № 4. С. 511–515.
15. Третьяков А.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Среднерифейский вулканогенный комплекс Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное

- положение и обоснование возраста // Докл. РАН. 2011a. Т. 438. № 5. С. 644–648.
16. Туркина О.М., Летников Ф.А., Левин А.В. Мезопротерозойские гранитоиды фундамента Кокчетавского микроконтинента // Докл. РАН. 2011. Т. 436. № 4. С. 499–503.
 17. Филатова Л.И., Гвоздик Н.И., Зубаткина Г.М. К стратиграфии протерозоя Центрального Казахстана // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1988. С.15–29.
 18. Шило Н.А. Учение о россыпях: теория россыпеобразующих формаций и россыпей. Изд. 2-е. Владивосток: Дальнаука, 2002. 576 с.
 19. Alexeiev D.V., Ryazantsev A.V., Kröner A., Tretyakov A.A., Xia X., Liu D.Y. Geochemical data and zircon ages for rocks in high-pressure belt of the Chu-Yili Mountains, southern Kazakhstan: implication for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and Tianshan // Journal Asian Earth Science. 2011. V. 42. P. 805–820.
 20. Banfield J.F., Veblen D.R. The structure and origin of Fe-bearing platelets in metamorphic rutile // American Mineralogist. 1991. V. 76 P. 113–127.
 21. Claoue-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V. Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR // Geology. 1991. V. 19. P. 710–713.
 22. Cullers R.L. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies // Lithos. 2000. V. 51. P. 181–203.
 23. Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. Rock-Forming Minerals, 1A. Orthosilicates. Longman, London, 1982. 919 pp.
 24. Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 44–75.
 25. Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Andersen T., Plavsa D., Izmer A., Vanhaecke F., De Grave J. Formation of the Kokchetav subduction-collision zone (northern Kazakhstan): insights from zircon U–Pb and Lu–Hf isotope systematics // Gondwana Research. 2015. V. 27. P. 424–438.
 26. Henry D.J., Guidotti C.V. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine // American Mineralogist. 1985. V. 70. P. 1–15.
 27. Henry D.J., Novak M., Hawthorne F.C., Ertl A., Dutrow B.L., Uher P., Pezzotta F. Nomenclature of the tourmaline supergroup minerals // American Mineralogist. 2011. V. 96. P. 895–913.
 28. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // Journal of Sedimentary Petrology. 1988. V. 58. № 5. P. 820–829.
 29. Katayama I., Maruyama S., Parkinson C.D., Terada K., Sano Y. Ion micro-probe U–Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // Earth and Planetary Science Letters. 2001. V. 188. P. 185–198.
 30. Katayama I., Mukou A., Iizuka T., Maruyama S., Terada K., Tsutsumi T., Sano S., Zhang R.Y., Liou J.G. Dating of zircon from Ti-clinohumite-bearing garnet peridotite: Implication for timing of mantle metasomatism // Geology. 2003. V. 31. P. 713–716.
 31. Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A., Kotov A., Tolmacheva E., Wang K.-L., Chung S.-L., Lee H.-Y., Jahn B.-M. Sources and provenance of the Neoproterozoic placer deposits of the northern Kazakhstan: implication for continental growth of the western Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 28–43.
 32. Kröner A., Alexeiev D.V., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Corsini M., Chao Y., Wong J., Windley B.F., Liu D., Tretyakov A.A. Zircon and muscovite ages, geochemistry and Nd–Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: Evidence for an Early Ordovician collisional belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan // Gondwana Research. 2012. V. 21. P. 901–927.
 33. Kröner A., Alexeiev D.V., Kovach V.P., Rojas-Agramonte Y., Tretyakov A.A., Mikolaichuk A.V., Xie H., Sobel E.R. Zircon ages, geochemistry and Nd isotopic systematics for the Palaeoproterozoic 2.3 to 1.8 Ga Kuilyu complex, East Kyrgyzstan — the oldest continental basement fragment in the Tianshan orogenic belt // Journal Asian Earth Science. 2017. V. 135. P. 122–135.
 34. Kröner A., Windley B.F., Badarch G., Tomurtogoo O., Hegner E., Jahn B.M., Gruschka S., Khain E.V., Demoux A., Wingate M.T.D. Accretionary growth and crust formation in the Central Asia Orogenic Belt and comparison with the Arabian–Nubian shield // Geological Society of America. 2007. V. 200. P. 1–29.
 35. Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V.A. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 179–210.
 36. Meinhold G. Rutile and its applications in earth sciences // Earth-Science Reviews. 2010. V. 102. P. 1–28.
 37. Morton A.C., Hallsworth C. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones // Sedimentary Geology. 1994. V. 90. P. 241–256.
 38. Morton A.C., Johnsson M.J. Factors influencing the composition of detrital heavy mineral suites in trolocene sands of the Apure River drainage basin, Venezuela. In: A. Basu and M.J. Johnsson (Editors), Processes Controlling the Composition of Siliciclastic Sediments. Geol. Soc. Am., Spec. Pap., 1993. V. 284. P. 171–185.
 39. Nesbitt H.W., Yong G.M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. P. 1523–1534.
 40. Rojas-Agramonte Y., Herwartz D., Garcia-Casco A., Kröner A., Alexeiev D.V., Klemd R., Buhre S., Barth M. Early Palaeozoic deep subduction of continental crust in the Kyrgyz North Tianshan: evidence from Lu–Hf garnet geochronology and petrology of mafic dikes // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2013. V. 166 (2). P. 525–543.
 41. Shatsky V.S., Yagoutz E., Sobolev N.V., Kozmenko O.A., Parkhomenko V.S., Troesch M. Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (northern Kazakhstan) // Contrib Mineral Petrol. 1999. V. 137. P. 185–205.
 42. Sobolev N.V., Yefimova E.S. Composition and petrogenesis of Ti-oxides associated with diamonds // International Geology Review. 2000. V.42. P. 758–767.
 43. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
 44. Tagiri M., Takiguchi S., Ishida C., Noguchi T., Kimura M., Bakirov A., Sakiev K., Takahashi M., Takasu A., Togonbaeva A., Suzuki A. Intrusion of UHP metamorphic rocks into the upper crust of Kyrgyzian Tien-Shan: P–T path and metamorphic age of the Makbal Complex // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 2010. V. 105. P. 233–250.
 45. Tomkins H.S., Powell R., Ellis D.J. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer // Journal of Metamorphic Geology. 2007. V. 25. P. 703–713.
 46. Triebold H., Von Eynatten, Zack T. A recipe for the use of rutile in sedimentary provenance analysis // Sedimentary Geology. 2012. V. 282. P. 268–275.
 47. Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2006. V. 151. P. 413–433.
 48. Zack T., Moraes R., Kronz A. Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of rutile thermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2004a. V. 148. P. 471–488.
 49. Zack T., Von Eynatten H., Kronz A. Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies // Sedimentary Geology. 2004b. V. 171. P. 37–58.