

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГНЕЙСОГРАНИТОВ ЧЕЧЕКСКОЙ КУПОЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ (ИРТЫШСКАЯ ЗОНА СМЯТИЯ, ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

© 2016 г. И. А. Савинский

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

E-mail: savinskiy@igm.nsc.ru

630090, Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3

Поступила в редакцию 14.06.2016 г.

Принята к печати 24.08.2016 г.

В работе приведена петрогеохимическая и изотопная характеристика пород Чечекской гнейсогранитовой структуры, расположенной в пределах Иртышской зоны смятия (Восточный Казахстан). Данные исследования показывают сходство составов всех разновидностей “гранитоидов” Чечекской структуры. На основе полученных данных проведена реконструкция источников и проанализирована природа первичного субстрата. Установлено, что протолитом гнейсогранитов служат алевропесчанистые отложения Калба-Нарымского бассейна на период D_2-C_1 . Модельный Nd возраст протолита отвечает мезо- и неопротерозою (1.1–1.0 млрд лет), что согласуется с модельными возрастными метаморфических и осадочных пород, слагающих коллаж Иртышской сдвиговой зоны.

Ключевые слова: *геохимия, протолит, метаморфизм, гранитообразование, зона смятия, сдвиговая зона, купольная структура, Иртышская и Чечекская зоны смятия, Восточный Казахстан.*

ВВЕДЕНИЕ

Эволюция Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна тесно связана с карбон-пермским периодом перестройки Центрально-Азиатского складчатого пояса, происходившей в период сближения Сибирского и Казахстанского континентов. Масштабные геотектонические явления отразились в тектоно-магматических событиях Иртышской зоны смятия (ИЗС). Эта крупнейшая сутура, имеющая северо-западное простирание, отделяет островодужные комплексы Рудного Алтая от аккреционно-коллизийных образований и преддуговых черносланцевых отложений девонско-каменноугольного возраста Калба-Нарымской зоны (Восточный Казахстан).

В тектонические процессы Иртышской зоны активно вовлекаются терригенные отложения Калба-Нарымской зоны (кыстав-курчумская свита (D_{2gv}) и такырская серия (D_3-C_1)) [5, 12].

Непосредственно в пределах ИЗС проявлен кислый и базитовый магматизм прииртышского комплекса [8], тогда как в обрамлении преобладают гранитоиды калбинского комплекса (Калбинский батолит) [4, 8 и др.] (рис. 1).

В современном представлении северо-западная часть ИЗС – это коллаж крупных блоков метаморфических пород, структурно сопряженных с низкотемпературными бластомилонитами, отвечаю-

щими зеленосланцевой фации. В этой части зоны отмечены наиболее крупные коренные выходы ставролит-кианитовых сланцев Согринского блока, гранат-кианитовых сланцев Предгорненского блока и гнейсограниты Чечекского блока. Их характеристика и условия формирования приведены в работах [2, 3 и др.].

Существует несколько точек зрения на генезис высокоградных метаморфических образований в пределах Иртышской зоны смятия. Ряд исследователей [11, 15] считают, что блоки образовались в результате теплового воздействия габброидов и гранитоидов на осадочные породы, вовлеченные в деформационные процессы. По мнению других авторов, они являются выступлениями древнего фундамента, испытавшего крупноамплитудные субвертикальные и латеральные перемещения.

Решением данной проблемы могут служить детальное петрогеохимическое исследование и сравнительный анализ метаморфических пород, гнейсогранитов и осадочных пород региона, позволяющие не только идентифицировать состав и тип пород, но и определить возможный протолит пород, слагающих метаморфические блоки и Чечекскую гранитогнейсовую структуру в частности. В настоящей работе данные исследования проведены на примере петрогеохимической характеристики гнейсогранитов Чечекской купольной структуры и их сравнения с осадочными отложениями Калба-

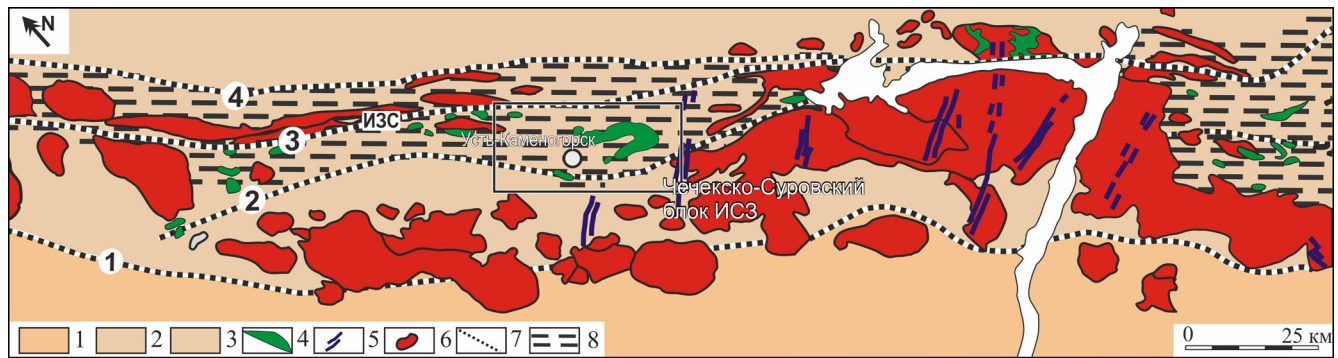


Рис. 1. Схема расположения магматических и осадочных комплексов Калба-Нарымской зоны и Иртышской сдвиговой зоны (Восточный Казахстан) (составил В.Г. Владимиров с использованием материалов [1, 7, 18]).

1–3 – герциниды Зайсанской складчатой области, отвечающие активным континентальным окраинам: 1 – Чарский палеоокеанический террейн, 2 – Калба-Нарымская турбидитовая окраина, 3 – Рудно-Алтайская окраина; 4 – габброиды, пикритовиды приирышского комплекса (C_1); 5 – базитовые дайковые пояса приирышского комплекса (C_1); 6 – граниты и гранитоидные батолиты (нерасчлененные) калбинского комплекса; 7 – разломы и границы разломных зон (цифры в кружках: 1 – Западно-Калбинский, 2 – Калба-Нарымский, 3 – Иртышский, 4 – Рудно-Алтайский); 8 – Иртышская зона смятия.

Fig. 1. Schematic map of Kalba-Narym area and Irtysh Shear Zone (East Kazakhstan) (V.G. Vladimirov with materials [1, 7, 18]).

1–3 – Hercynides Zaisan folded region corresponding to the active continental margins: 1 – Chara paleoceanic terrane, 2 – Kalba-Narym turbidite margin, 3 – Ore-Altay margin; 4 – gabbro and picritoids of the Cisirys complex (C_1); 5 – mafic dike belts Cisirys complex (C_1); 6 – granite and granitoid batholith (undifferentiated) Kalba complex; 7 – faults and fault zones border (numbers in circles: 1 – West Kalba, 2 – Kalba-Narym, 3 – Irtysh, 4 – Ore-Altay); 8 – Irtysh Shear Zone.

Нарымской зоны. Статья является продолжением авторской работы [14], где детально рассмотрены структурно-метаморфические и тектонические аспекты формирования гранитогнейсовой купольной структуры.

Методика исследований

Для выяснения природы субстрата метаморфических пород и гранитоидов Чечекской структуры выполнены опробование пород по всей площади структуры (23 представительных пробы – рис. 2) и сравнение их характеристик с терригенными отложениями такырской серии и кыстав-курчумской свиты.

Петрогенные элементы в породах проанализированы атомно-абсорбционным (спектрофотометр SOLAAR M6 Thermo Elemental) и спектрофотометрическим (комплекс Genesys 10S Thermo Fisher Scientific) методами в ИЗК СО РАН (г. Иркутск). Содержания редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) на приборе ELEMENT производства компании FINIGAN (аналитики – И.В. Николаева, С.В. Палесский).

Пробы КТ-835/1 и Э32/2 анализировались на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в статистическом режиме измерений (аналитик П.А. Серов, ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты). Пробы 98-14/19, 98-17/18, 98-14/33, 98-16/5, 98-16/7,

98-11/1 анализировались в ИГТД РАН, г. С.-Петербург (аналитик В.П. Ковач). При расчете величин модельных возрастов $T_{Nd(DM)}$ использованы $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$ по [23] и деплетированной мантии (DM) $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513151$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.2136$ по [20]. При расчете двухстадийных моделей возрастов $T_{Nd(DM-2st)}$ в соответствии с [25] принята среднекоревая величина $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.12$.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЧЕЧЕКСКОЙ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВОЙ СТРУКТУРЫ

По строению Чечекская гранито-гнейсовая структура представляет собой “инородный” блок, заключенный между Иртышско-Маркакульским и Калба-Нарымским разломами Иртышской зоны смятия (Восточный Казахстан) (см. рис. 2). Он вытянут вдоль ИЗС на 14 км при ширине 7 км. Породы Чечекской структуры располагаются в центральной части сложно построенного Суровского габброидного массива [9]. По данным предшественников, массив имеет форму лополита с погружением контактов на север, северо-восток [18].

С юго-запада Чечекско-Суровский блок граничит с углеродисто-терригенными отложениями такырской серии (D_3-C_1). С противоположной северо-восточной стороны к нему примыкают карбонатно-терригенные породы кыстав-курчумской свиты (D_{2gv}). С севера, северо-запада

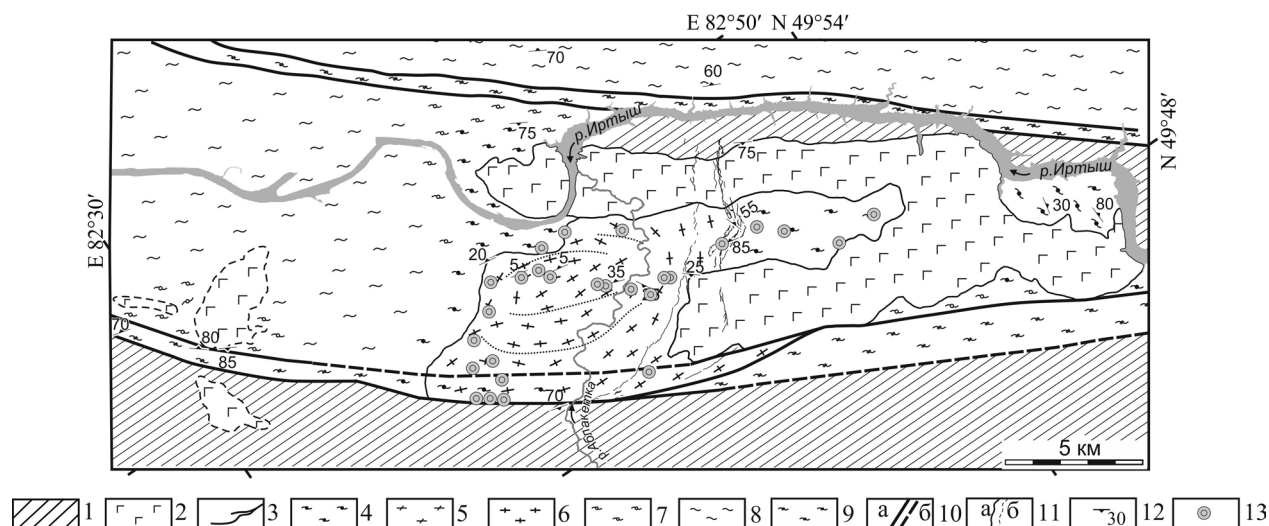


Рис. 2. Геологическая схема Чечекско-Суровского сегмента Иртышской сдвиговой зоны, Восточный Казахстан [14].

1 – углеродисто-терригенные отложения такырской свиты (D_3-C_1); 2 – нерасчлененные габброиды, диориты и габбро-нориты (C_1-P_1); 3 – топазовые циннвальдит-лепидолитовые граниты и онгониты ($P_{1.2}$); 4 – бластомилониты метапелитового состава (биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-гранат-силлиманитовые сланцы и гнейсы); 5 – бластомилониты метабазитового состава (роговообманковые сланцы и гнейсы, амфиболиты); 6 – гранито-гнейсы и гранитоиды; 7 – биотитовые сланцы и их бластомилониты; 8 – хлорит-актинолитовые и хлорит-мусковитовые бластомилониты; 9 – катаклазиты; 10 – разломы и границы разломных зон (а – установленные, б – предполагаемые); 11 – геологические границы (а – установленные, б – предполагаемые или внутренние, подчеркивающие структуру и залегание пород); 12 – залегание пород; 13 – точки отбора проб.

Fig. 2. Geology scheme of Chechek-Surovsk segment of Irtysh Shear Zone, East Kazakhstan [14].

1 – carbon-clastic sediments Takyr suite (D_3-C_1); 2 – undivided gabbro, diorite and gabbro-norite (C_1-P_1); 3 – topaz zinnvaldit-lepidolite granites and ongonites ($P_{1.2}$); 4 – blastomylonites of metapelitic composition (biotite, garnet-biotite and biotite-sillimanite-garnet schists and gneisses); 5 – blastomylonites of metabasic composition (hornblende schists and gneisses, amphibolites); 6 – granitic gneisses and granitoids; 7 – biotite schists and blastomylonites; 8 – chlorite-actinolite and chlorite-muscovite blastomylonites; 9 – cataclasites; 10 – faults and fault zones border (a – well established, b – supposed); 11 – geological boundaries (a – established, b – supposed or internal, emphasizing the structure and occurrence of rocks); 12 – rock bedding; 13 – sampling point.

и юго-востока блок облекают бластомилониты Иртышской зоны.

В ходе пересечения Чечекской гранито-гнейсовой структуры наблюдается кардинальное изменение характера деформаций от края структуры к ее центру. В краевой части гранито-гнейсовой структуры отмечаются пологие сбросы, сопровождающиеся межслоевым соскальзыванием и образованием складок волочения в компетентных горизонтах биотит-роговообманкового состава. Складки межслоевого скольжения сопровождаются вязким будинированием как компетентных, так и пластичных существенно кварцевых прослоев [14].

При переходе от краевой части к центральной в Чечекской гранито-гнейсовой структуре начинают преобладать однородные породы, отвечающие по минеральному и химическому составу гранитоидам [8, 14]. Появляется матрацевидная отдельность. В рельефе отчетливо выражена куполообразная форма. Она обеспечивается гранито-гнейсами, имеющими пологое залегание и “бронированными” склоном. Деформации пород имеют пятни-

стый или послойный характер. В последнем случае они проявляются в виде структур течения в кварцевых лейкократовых прослоях и отвечают по кинематике субвертикальному транспорту материала.

Характеристика гнейсогранитов и гранитоидов

Чечекская структура сложена гнейсогранитами, автохтонными гранитоидами, мигматитами, а также в меньшей степени диатектитами и роговообманковыми гнейсами. В целом толща имеет однородный $Qtz-Pl-Kfs-Bt-Ms-Sil-Grt-Crd$ состав. Породы имеют гетерозернистую структуру с доминирующей субгоризонтальной сланцевато-полосчатой, гнейсовидной текстурой, местами наблюдается унаследованная текстура субстрата. Характерной особенностью является наличие минеральных стяжений $Bt-Grt-Crd$, $Qtz-Pl-Kfs-Bt$, $Qtz-Kfs$ и $Bt-Grt-Gr$ состава, варьирующих по размеру от 0.5 до 5.0 см [8, 14].

Внутреннее строение Чечекской структуры неоднородно (см. рис. 1): в осевой и краевой частях купола расположены мигматиты с метаморфической миг-

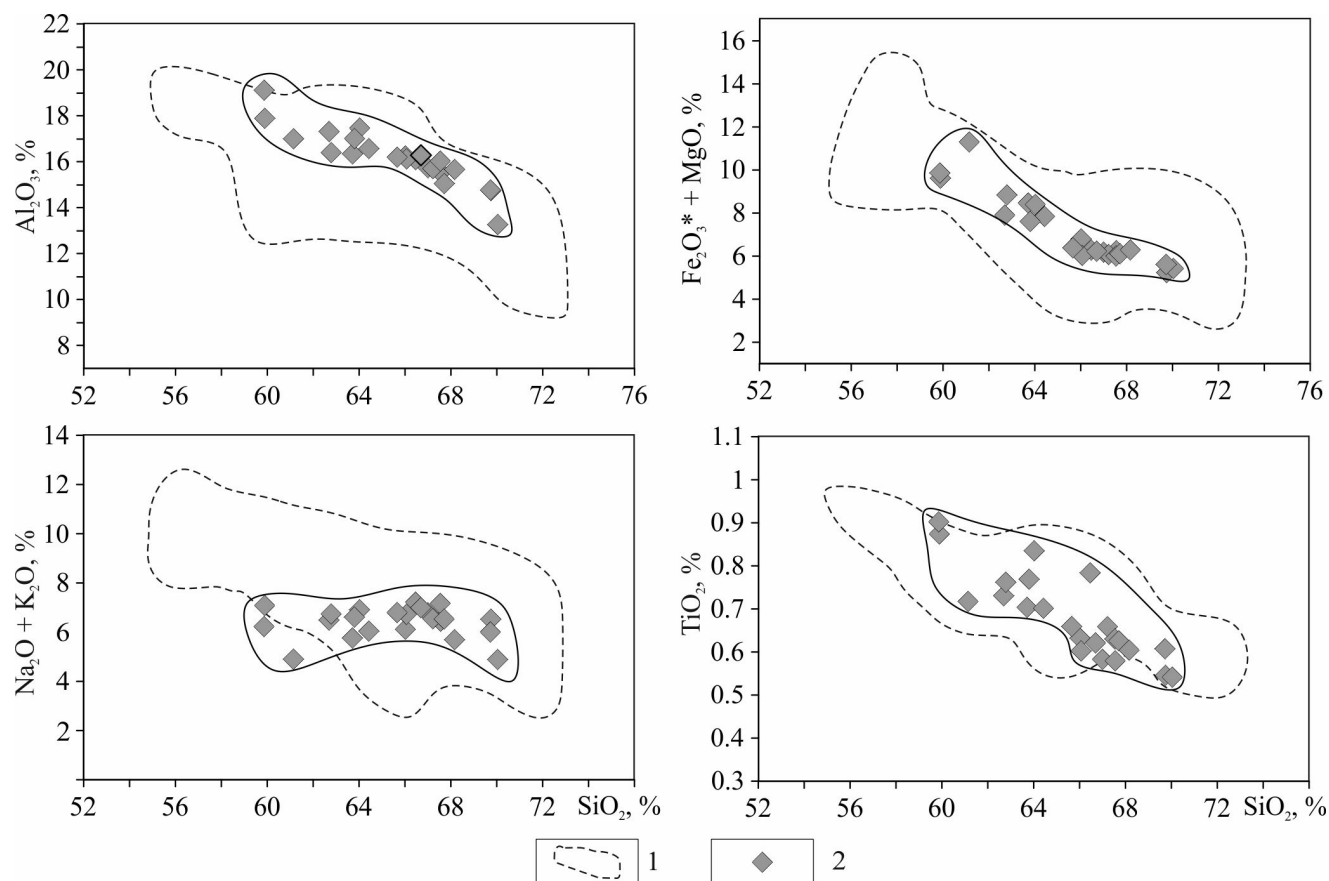


Рис. 3. Вариационные диаграммы А. Харкера [21] для гнейсогранитов Чечекской структуры.

1 – поле составов осадочных пород, 2 – гнейсограниты и мигматиты Чечекской структуры.

Fig. 3. Variation charts A. Harker [21] for gneiss-granite Chechek structure.

1 – field of compositions of sediment rocks, 2 – gneiss-granites and migmatites Chechek structure.

матитовой полосчатостью, а в нижней части, в зоне Калба-Нарымского разлома – гнейсограниты и граниты сильно разгнейсованы и милонитизированы.

Для гнейсогранитов Чечекской структуры из центральной части купола характерно сочетание гранобластовых и коронитовых структур на фоне рудилентных признаков деформаций. Это указывает на продолжительный, либо постдеформационный период теплового воздействия на породы, в процессе которого они подверглись перекристаллизации и частичному плавлению [14]. Исследования позволили предположить [14], что метаморфические породы Чечекского купола представляют собой не выходы древнего фундамента, а палеозойские породы, метаморфизованные в период заложения ИЗС. Возраст метаморфизма гнейсогранитов отвечает рубежу 312 млн лет (Ar/Ar, ступенчатый прогрев, по мусковиту [14]), что хорошо коррелируется с возрастом становления габброидов Суровского массива (~313 млн лет, устное сообщение С.В. Хромых).

Следовательно, можно ожидать, что протолитом высокометаморфизованных пород Чечекского

блока являются толщи с возрастом древнее раннего карбона, скорее всего вовлеченные в аккреционно-коллизийные процессы Калба-Нарымской зоны.

Вариации петрохимического состава “гнейсогранитов” отвечают их минералогическим и петрографическим характеристикам (в составе пород имеются биотит, гранат и глиноземистые минералы) (рис. 3) [21]. Общий объем выборки составил 23 пробы. Распределения значений имеют минимальный разброс, выделяются небольшие пики содержаний кремнезема в средних и более кислых породах, такая же тенденция сохраняется по глинозему, титану и железистости. Это наблюдается и при построении дискриминационных диаграмм. В целом исследуемые породы – это метапелиты первично осадочного происхождения.

Состав первичного протолита гнейсогранитов Чечекской структуры изучен согласно А.Н. Нелова [10]. По степени дифференциации осадочного материала, т.е. глиноземистому модулю ($a = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$), породы имеют широкий интервал значений $a = 0.21\text{--}0.38$, что соответствует

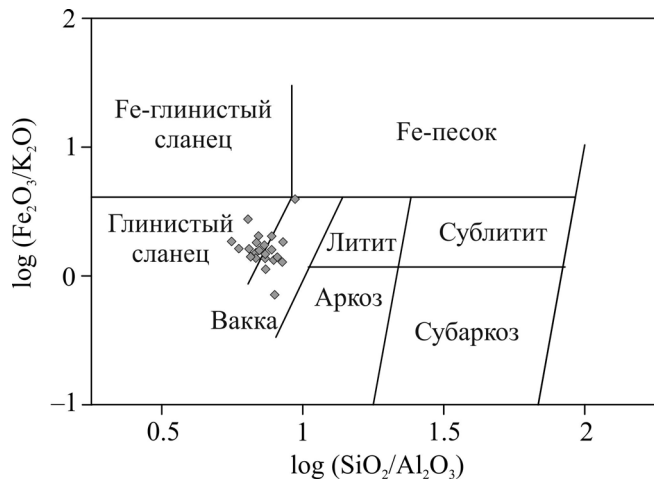


Рис. 4. Гнейсограниты Чечекской структуры на классификационной диаграмме М.М. Хиррона [22].

Fig. 4. Gneiss-granite of Chechek structure on the classification chart M.M. Herron [22].

группам полимиктовых псамитолитов (III), алевролитов (IV), алевропелитовых аргиллитов (V) и пелитовых аргиллитов (VI). С учетом параметра, отражающего количественно-минералогический состав обломочного материала и количество алевроито-пелитового цемента ($b = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO}$), породы попадают в подгруппы аркозовых и полимиктовых песчаников (IIIa), полимиктовых алевролитов (IVa), граувакковых алевролитов и пелит-алевролитовых аргиллитов (IVб), алевропелитовых аргиллитов (Va), пелитовых аргиллитов (VIa).

Значения гидролизатного модуля $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})/\text{SiO}_2$ для пород Чечекской структуры варьируют в диапазоне 0.26–0.46, что отвечает интервалу, характерному для типичных глинистых пород и граувакк [16, 17]. Значения алюмокремниевого модуля $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)$ в гнейсогранитах варьирует в пределах 0.19–0.32, а для осадков – изменяются в интервале 0.2–0.3, что также свойственно глинистым породам. Величина фемического модуля $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ в гнейсогранитах составляет 0.70–0.18, а железного модуля $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO})/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$ в диапазоне 0.27–0.46. Такие величины этого модуля соответствуют типичным терригенным песчаникам и алевролитам. Значения железного модуля в большинстве осадочных пород укладываются в интервал 0.27–0.45, что характеризует их как нормально-железистые, попадающие в область аркозовых песчаников и граувакк.

На диаграмме М.М. Хиррона [22] отношение $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O}) - \log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ для гнейсогранитов и осадочных пород отвечают таковому сланцев и вакков (рис. 4).

На классификационной диаграмме тектонических обстановок [26] отношение $\log(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ для

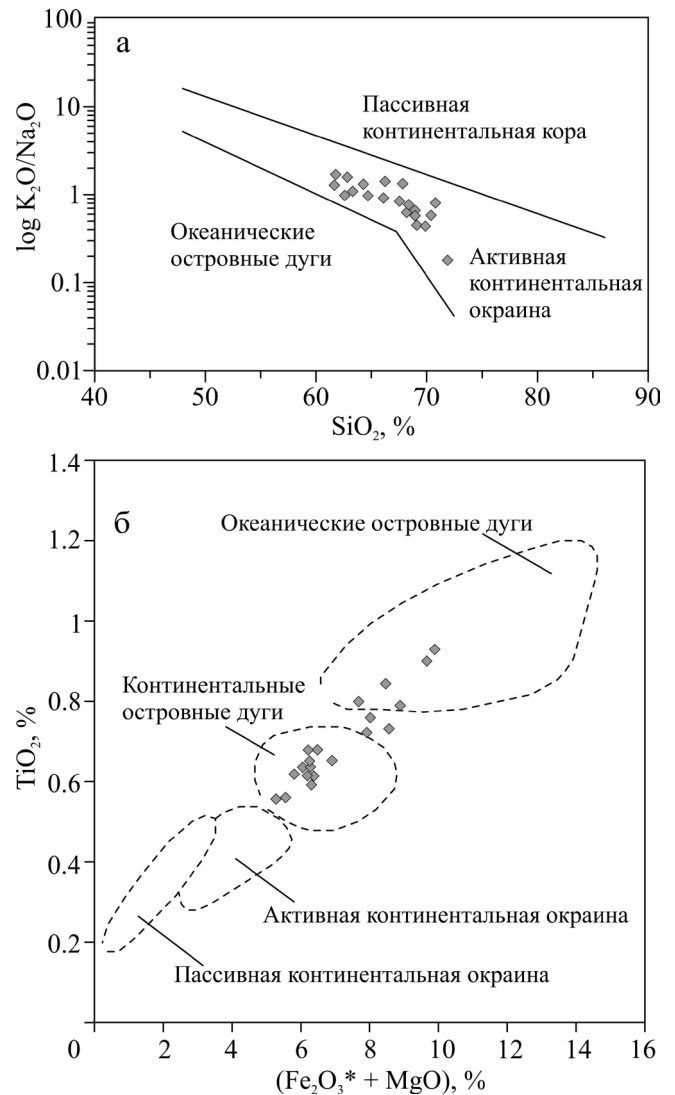


Рис. 5. Положение точек составов гнейсогранитов Чечек на дискриминационных диаграммах, характеризующих тектонические обстановки формирования пород.

а – диаграмма $\text{SiO}_2 - \log(\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O})$ [26]; б – диаграмма $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) - \text{TiO}_2$ М.Р. Бхатия [19].

Fig. 5. Composition points of gneiss-granites Chechek on discriminatory diagrams that characterize the tectonic environment of rocks formation.

а – diagram $\text{SiO}_2 - \log(\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O})$ [26]; б – diagram $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) - \text{TiO}_2$ [19].

гнейсогранитов попадает в область океанических островных дуг (рис. 5). Эти данные подтверждаются и на диаграмме М.Р. Бхатия [19], только часть составов относится к океаническим островным дугам.

Спектры редкоземельных элементов имеют пологий наклон, выделяется минимум по Eu. Мультиэлементные спектры практически идентичны с РААС (постаршейский глинистый сланец) по [27], имеет минимумы по Ba, Ta, Nb, Sr, Hf, Ti (рис. 6).

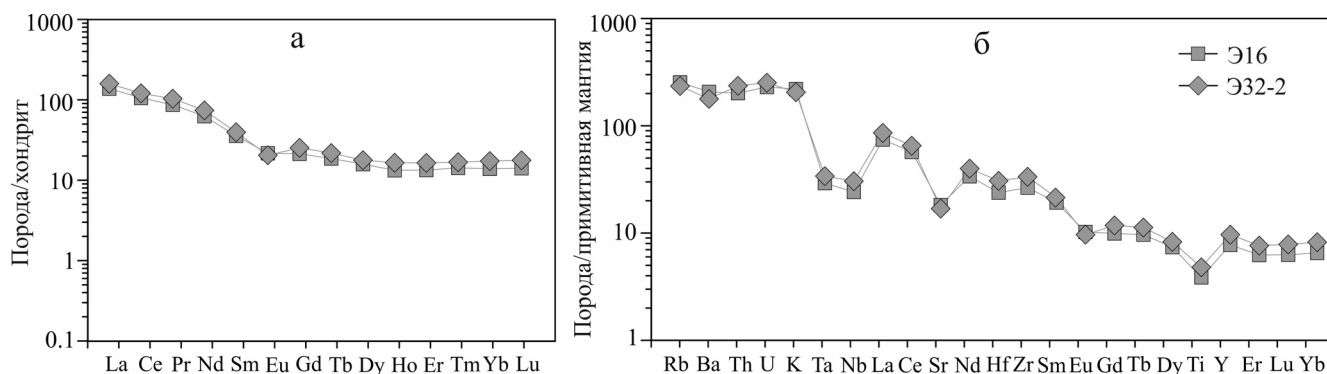


Рис. 6. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для гнейсогранитов Чечекского купола (образцы Э16 и Э32-2).

Спектры распределения РЗЭ нормированы по составу хондрита [20], мультиэлементные диаграммы нормированы по составу примитивной мантии [27].

Fig. 6. The spectra of REE distribution patterns and multielement diagram for gneissogranites of Chechek dome (samples Э16 and Э32-2).

REE patterns normalized to chondrite composition [20], for multielementnye diagram normalised by the primitive mantle [27].

Характеристика осадочного обрамления

Как упоминалось ранее, в обрамлении Чечекско-Суровского блока залегают терригенные отложения Калба-Нарымской структурно-формационной зоны (D_2-C_1). Их суммарная мощность достигает 7–10 км. Последние картировочные работы [9] позволили выделить в нижней части разреза зоны кыстав-курчумскую свиту (D_2gv), а в составе такырской серии – аблакеткинскую (D_3-C_1t) и бурабайскую (C_1v). В составе верхней части выделяются даланкаринская (C_1s), таубинская (C_2b). В работе рассматриваются только породы верхней части разреза, которые находятся непосредственно на сочленении ИСЗ и Калба-Нарымской зоны.

На северо-востоке блока картируются алевропесчаники, черные глинистые сланцы с линзами известняков, относящиеся к углеродисто-известковисто-терригенной формации кыстав-курчумской свиты. На юго-западном фланге обнажаются аблакеткинская и бурабайская свиты. Их сложно дифференцировать на таком небольшом участке, но в целом обрамление представляет собой алевролитовую толщу, состоящую из пачек глинистого, углисто-глинистого состава с прослоями мелкозернистых песчаников и известняков.

Петрохимические характеристики осадочных пород обрамления ИСЗ приведены в работе [6]. В целом наблюдаются незначительные различия по петрогенным элементам между алевролитами, глинистыми сланцами и песчаниками кыстав-курчумской свиты и такырской серии (всего 65 проб). Для алевролитов и глинистых сланцев установлены следующие содержания (мас. %): кремнезем – 58–71, титан – 0.7–0.9, железо – 4–8, магний –

1.0–4.7. Состав песчаников имеет более высокие концентрации кремнезема – 64–73, но более низкие – титана – 0.6–0.8, железа – 4–6 и магния – 1–2 (все в мас. %) [6].

Интерпретация петрогеохимических данных состава осадочных толщ при использовании дискриминационных диаграмм Хиррона $\log(SiO_2/Al_2O_3)$ [22] показала, что содержания элементов отвечают таковым сланцев и железистых сланцев. Согласно Я.Э. Юдовичу [16, 17], по гидролизатному $(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO)/SiO_2$ и алюмокремневу (Al_2O_3/SiO_2) модулям породы попадают в область типичных глинистых пород и граувакк, а значения фемического модуля $((Fe_2O_3 + FeO + MgO)/SiO_2)$ характерны для типичных терригенных песчаников и алевролитов нормальной железистости. Использование тектонических дискриминационных диаграмм М.Р. Бхатия [19] позволило установить, что алевропесчаные отложения кыстав-курчумской и такырской свит попадают в поле составов отложений континентальной островной дуги и глубоководных осадков задуговых бассейнов [6]. Содержания главных элементов пород Чечекского купола достаточно точно коррелируются с составом терригенно-осадочной серии пород обрамления в пределах ИСЗ и Калба-Нарымской зоны.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На коровое (первично осадочное) происхождение гранитоидов Чечекского купола указывает комплекс признаков, начиная от метапелитового состава гранитогнейсов (наличие граната, силлиманита и кордиерита) и заканчивая структурными и текстурными особенностями пород. Параметры ме-

Таблица 1. Sm-Nd изотопные данные для метаморфических и терригенно-осадочных пород ИСЗ (Восточный Казахстан)**Table 1.** Sm-Nd isotopic data for metamorphic and sedimentary rocks of Irtysh shear zone (East Kazakhstan)

№ образца	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm 2\sigma_{\text{cp}})$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(0)$	T(DM)	T(DM-2st)
Метапелиты							
КТ- 835/1	5.14	28.10	0.1104	0.512460 ± 9	-3.47	1.02	1.09
Э32/2	5.84	32.05	0.1101	0.512485 ± 8	-2.98	0.98	1.05
98-14/19	4.21	21.5	0.1176	0.512346 ± 5	-5.7	1.12	1.28
98-17/18	7.94	41.0	0.1159	0.512292 ± 5	-6.7	1.18	1.34
98-14/33	5.49	26.5	0.1241	0.512728 ± 6	1.8	0.60	0.72
Терригенно-осадочные породы такырской свиты							
98-16/5	4.96	25.5	0.1164	0.512389 ± 5	-4.9	1.05	1.19
98-16/7	5.70	29.3	0.1164	0.512393 ± 6	-4.8	1.04	1.19
98-11/1	5.15	25.8	0.1196	0.512424 ± 10	-4.2	1.03	1.18

Примечание. Места отбора проб: 98-14/19 – силлиманит-гранат-биотитовый гнейс; 98-17/18 – гранат-кианит-ставролитовый сланец; 98-14/33 – хлорит-хлоритоидный сланец; 98-16/5, 98-16/7 песчаники и сланцы такырской свиты (D_3-C_1). Авторы образцов: 98-14/19, 98-17/18, 98-14/33, 98-16/5, 98-16/7, 98-11/1 – А.В. Плотников; КТ-835/1 – В.Г. Владимиров; Э 32/2 – И.А. Савинский.

Note. Sampling points: 98-14/19 – sillimanit-garnet-biotite gneiss; 98-17/18 – granet-kyanite-staurolite schist; 98-14/33 – chlorite schist chloritoid; 98-16/5, 98-16/7 sandstones and shales takyrskoy suite (D_3-C_1). Authors samples: 98-14/19, 98-17/18, 98-14/33, 98-16/5, 98-16/7, 98-11/1 – A.V. Plotnikov; КТ-835/1 – V.G. Vladimirov; E 32/2 – I.A. Savinskiy.

таморфизма глиноземистых прослоев купольной структуры (ассоциации $Qtz + Pl + Kfs + Bt + Ms + Sil + Grt$) соответствуют температуре 665–720°C и давлению 4–6 кбар, что отвечает верхней границе амфиболитовой фации и условиям выплавления среднеобводненных кислых расплавов. Это свидетельствует, что тепловой прогрев пород был достаточен для появления в толщах автохтонных и параавтохтонных гранитоидов. Поскольку наши исследования показали, что соотношение главных петрогенных элементов сохранилось и практически не отличается от таковых субстрата, то можно предположить, что система при метаморфизме оставалась закрытой. Это не противоречит геологической ситуации. Происхождение Чечекского купола непосредственно связано с эпизодом внедрения Суровского габброидного массива, который обеспечил необходимый прогрев и проплавление вышележащих осадочных толщ (D_3-C_1) на период раннего карбона (312.3 ± 2.9 млн лет), а затем бронирование и “защиту” от поздних (≈ 280 и ≈ 260 млн лет) масштабных сдвиговых деформаций вдоль Иртышской сдвиговой зоны [14].

Корреляция петрогеохимических и изотопных характеристик метаморфизованных пород и их вмещающего осадочного обрамления позволяет оценить первичную природу протолита, установить или опровергнуть “чужеродность” блоков метаморфических пород.

Ранее было показано сходство в составах главных петрогенных элементов “гнейсогранитов” Чечекского купола и терригенно-осадочных пород кыстав-курчумской и такырской свит.

Учитывая близкий изотопный состав Nd, можно предположить сходный источник поступления терригенного материала. По последним данным [6], петрогеохимический анализ данных осадков

позволяют утверждать, что в основании Калба-Нарымского бассейна находилась океаническая кора, в которой от среднего девона до конца среднего карбона происходило накопление осадков, фациально соответствующих подножью континентального склона.

Sm-Nd изотопное исследование этих пород позволяет оценить средний модельный возраст источников сноса и нижнюю возрастную границу ранних метаморфических событий. Модельные возрасты протолитов для мигматитов (обр. КТ835/1) и гнейсогранитов (Э32-2) Чечекского купола – мезо- и неопротерозойские возраста, $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 1.09$ млрд лет и $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 1.05$ млрд лет соответственно (табл. 1). Полученные данные отвечают модельным возрастам метаморфических и осадочных комплексов в Калба-Нарымской зоне. На основе модельных возрастов гнейсов, гранат-кианитовых сланцев и песчано-сланцевых пород такырской свиты основной этап формирования коры в северо-западной части ИСЗ отвечает салаирскому ($T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 1.2-1.0$ млрд лет) [13].

Гнейсограниты имеют значения $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$, рассчитанные на время становления Суровского массива (313 млн лет), равное -0.02 и 0.48. $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ для метапелитов и осадочных комплексов Калба-Нарымской зоны укладываются в диапазон от -1.09 до -2.54.

Полученный результат изотопной характеристики Nd указывает, что источник формирования гнейсогранитов Чечекского купола происходил, скорее всего, из смешанного корового и деплетированного мантийного источника. Также, учитывая геологическое положение гнейсогранитов, они могли сформироваться за счет разнородного корового субстрата, т. е. метапелитового и метабазитового состава терригенно-осадочных пород Калба-Нарымской зоны.

ВЫВОДЫ

Петрогеохимические исследования показывают родство составов (близкие содержания петрогенных, редких и редкоземельных элементов) породных разностей Чечекского купола как между собой, так и между ними и осадочными породами обрамления Иртышской зоны смятия. Это указывает на единство источников и незначительное изменение главных петрогенных элементов протолита.

Первичный субстрат имеет коровое происхождение и характеризуется невысокой зрелостью пород. Терригенные породы, послужившие протолитом для метаморфических, соответствуют подножию континентального склона. Модельные возрасты протолитов, $T_{Nd}(DM-2st) = 1.09$ млрд лет и $T_{Nd}(DM-2st) = 1.05$ млрд лет, отвечают модельным возрастам метаморфических и осадочных комплексов в Иртышской зоне смятия.

Таким образом, породы Чечекской купольной структуры могли быть сформированы только за счет пород Калба-Нарымской зоны.

Автор выражает благодарность В.Г. Владимирову за помощь в подготовке публикации.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта 16-35-00243 мол_а "Происхождение Чечекской купольной структуры: метаморфическая и геохимическая зональность, тепловые источники, тектонический контроль" и в рамках государственного задания, проект VIII.67.3.1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. (2008) Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии. *Геология и геофизика*, **49**(7), 621-636.
2. Владимиров В.Г. (1990) Особенности метаморфизма и химизм гранатов Иртышской зоны смятия. *Критерии оценки эволюции параметров метаморфизма. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР*, (731), 24-39.
3. Владимиров В.Г., Савинский И.А. (2012) Происхождение ставролит-дистеновых сланцев в милонитах Иртышской сдвиговой зоны (Восточный Казахстан). "Корреляция алтаид и уралид (магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология и металлогеническое прогнозирование)": мат-лы Российско-Казахстанского науч. совещ. Новосибирск, 12-14.
4. Довгаль В.Н., Саботович С.А., Палесский С.В., Титов А.В., Чупин В.П., Маслов В.И., Козлов М.С., Дистанова А.Н. (1995) О происхождении позднепалеозойских литий-фтористых гранитоидов юго-западного Алтая. *Геология и геофизика*, **36**(3), 64-72.
5. Ермолов П.В., Полянский Н.В. (1980) Метаморфические комплексы зоны сочленения Рудного Алтая и редкометалльной Калбы. *Геология и геофизика*, (3), 49-57.
6. Котлер П.Д., Крук Н.Н., Хромых С.В., Навозов О.В. (2015) Вещественный состав и источники осадочных толщ Калба-Нарымского террейна (Восточный Казахстан). *Вестник Томского государственного университета*, **400**, 345-353.
7. Кузечный В.С., Ермолов П.В., Полянский Н.В., Лопатников В.В., Марьин А.М. (1981) Магматические формации и комплексы Зайсанской складчатой области и проблема их корреляции. *Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области*. Алма-Ата: Наука Казахской ССР, 4-39.
8. Марьин А.М. (1981) Доогенные магматические и ультраметагенные комплексы Иртышской сдвиговой зоны смятия. *Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области*. Алма-Ата: Наука Казахской ССР, 52-72.
9. Навозов О.В., Гоганова Л.А., Глухов А.М. (2009) Новые данные о стратиграфии верхнепалеозойских отложений Юго-Западной Ангариды (Восточный Казахстан). "Ископаемые растения и стратиграфия позднего палеозоя Ангариды и сопредельных территорий": мат-лы коллоквиума. М.: ГЕОС, 51-55.
10. Неелов А.Н. (1977) Химическая классификация осадочных пород для изучения метаморфических комплексов докембрия. *Литология и геохимия раннего докембрия*. Апатиты, 96-105.
11. Нехорошев В.П. (1939) О "докембрии" Алтая и о возрасте Иртышского метаморфического комплекса. *Записки ВМО*, **68**(3), 470-479.
12. Нехорошев В.П., Есенов Ш.Е. (1967) Геология СССР. Т. ХLI. Восточный Казахстан. Ч. 2. М.: Недра, 396 с.
13. Плотников А.В., Крук Н.Н., Владимиров В.Г., Ковач В.П., Журавлев Д.З., Мороз Е.Н. (2003) Sm-Nd-изотопная систематика метаморфических пород западной части Алтае-Саянской складчатой области. *Докл. АН*, **388**(2), 228-232.
14. Савинский И.А., Владимиров В.Г., Сухоруков В.П. (2015) Чечекская гранитоидно-гнейсовая структура (Иртышская зона смятия). *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*, (1), 15-23.
15. Хорева Б.Я. (1961) О наличии докембрия в Иртышской зоне смятия. *Известия вузов. Геология и разведка*, (10), 30-42.
16. Юдович Я.Э. (1981) Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 276 с.
17. Юдович Я.Э., Дембовский Б.Я., Кетрис М.П. (1977) Геохимические признаки переотложения кор выветривания в ордовикских отложениях Печорского Урала. *Ежегодник-1976*. Сыктывкар: Ин-т Геологии Коми ФАН СССР, 133-140.
18. Юрченков Е.М. (1981) Новые данные о внутреннем строении Таловского ультрабазит-габброидного массива. *Проблемы магматической*

ской геологии Зайсанской складчатой области. Алма-Ата: Наука Казахской ССР, 114-121.

19. Bhatia M.R. (1983) Plate tectonics and Geochemical Compositions of Sandstones. *J. Geol.*, **91**(6), 611-633.
20. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. (1988) Nd and Sr Isotopic Systematics of River Water Suspended Material – Implications for Crustal Evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **87**(3), 249-265.
21. Harker A. (1909) The natural history of igneous rocks. London, 384 p.
22. Herron M.M. (1988) Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J. Sediment. Res.*, **58**(5), 820-829.
23. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. (1984) Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **67**, 137-150.
24. Kretz R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *Amer. Mineral.*, **68**, 277-279.
25. Liew T.C., Hofmann A.W. (1988) Precambrian crustal components, plutonic association, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **98**, 129-138.
26. Roser B.P., Korsch R.J. (1986) Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂-content and K₂O/Na₂O ratio. *J. Geol.*, **94**(5), 635-650.
27. Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust: Its composition and evolution. *McClennan, Blackwell Scientific Publications*, **21**(1), 85-86.

Composition and isotopic characteristic of gneiss-granit of the Chechek Dome structure (Irtysh Shear Zone, East Kazakhstan)

I. A. Savinskiy

Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS

The paper presents geochemical and isotopic characteristics of gneiss-granite of the Chechek dome structure that located in Irtysh Shear Zone. It shows that all “granitoid” of Chechek structure have a similar composition. Reconstruction of primary substrate is based on this data. It was found that gneiss-granite protolith is silty-sandy sediments Kalba-Naryn basin from D₂ to C₁. Nd model age of the protolith responds meso- and neoproterozoic (1.0–1.1 Ga), which is consistent with the model ages of high metamorphic and sedimentary rocks that are located in the Irtysh Shear Zone.

Key words: *geochemistry, petrochemistry, protolith, metamorphism, granite, Irtysh shear zone, domed structure, East Kazakhstan.*

REFERENCES

1. Vladimirov A.G., Kruk N.N., Khromykh S.V., Polyan-skiy O.P., Chervov V.V., Vladimirov V.G., Travin A.V., Babin G.A., Kuybida M.L., Khomjakov V.D. (2008) Permian magmatism and deformation of the lithosphere of Altai as a result of thermal processes in the Earth's crust and mantle. *Geol. Geofiz.*, **49**(7), 621-636. (In Russian)
2. Vladimirov V.G. (1990) Features of metamorphism and the chemistry of the garnets Irtysh shear zone. *Kriterii otsenki evolyutsii parametrov metamorfizma. Trudy IGG SO AN SSSR* [Proc. of IGG SB of AN SSSR “Criteria for assessing the evolution of metamorphism parameters”]. Novosibirsk: Nauka Publ., **731**, 24-39. (In Russian)
3. Vladimirov V.G., Savinskiy I.A. (2012) [Origin staurolite-kyanite schists of mylonites Irtysh Shear Zone (East Kazakhstan)]. “*Korrelyatsiya altaid i uralid (magmatizm, metamorfizm, stratigrafija, geokhronologija i metallogenicheskoe prognozirovanie)*”: *materialy Rossijsko-Kazakhstanskogo nauchnogo soveshchaniya*. [“Correlation Altaid and Uralides (magmatism, metamorphism, stratigraphy, geochronology and metallogenetic prediction)”]: Materials of the Russian-Kazakhstan scientific meeting]. Novosibirsk, 12-14. (In Russian)
4. Dovgal' V.N., Sabotovich S.A., Paleskiy S.V., Titov A.V., Chupin V.P., Maslov V.I., Kozlov M.S., Distanova A.N. (1995) Origin of Late Paleozoic lithium-fluoride granitoid of Southwestern Altay. *Geol. Geofiz.*, **36**(3), 64-72. (In Russian)
5. Ermolov P.V., Polyansky N.V. (1980) The metamorphic complexes of the junction zone of Rudny Altai and Kalba rare metal. *Geol. Geofiz.*, (3), 49-57. (In Russian)
6. Kotler P.D., Kruk N.N., Khromykh S.V., Navozov O.V. (2015) Composition and sources of sedimentary strata of the Kalba-Naryn terrane (East Kazakhstan). *Vest. Tomsk St. Univ.*, **400**, 345-353. (In Russian)
7. Kuzebnyy V.S., Ermolov P.V., Poljanskiy N.V., Lopatinikov V.V., Mar'in A.M. (1981) Magmatic formations and complexes of Zaisan folded area and the problem of their correlation. *Problemy Magmaticheskoy Geologii Zaysanskoy skladchatoy oblasti* [The problems of magmatic geology Zaisan folded region]. Alma-Ata: Nauka Kazakhskoy SSR, 4-39. (In Russian)
8. Mar'in A.M. (1981) Foreorogenic magmatic and ultramagmatic complexes of Irtysh shear zone. *Problemy Magmaticheskoy Geologii Zaysanskoy skladchatoy oblasti* [The problems of magmatic Geology Zaisan folded region]. Alma-Ata: Nauka Kazakhskoy SSR, 52-72. (In Russian)
9. Navozov O.V., Goganova L.A., Glukhov A.M. (2009)

- The new data on the stratigraphy Upper Paleozoic sediments of Southwest Angarida (East Kazakhstan). "Iskopaemye rastenija i stratigrafija pozdnego paleozoja Angaridy i sopredel'nykh territoriy": materialy kollokviuma ["Fossil plants and stratigraphy of the Late Paleozoic Angarida and adjacent areas": Materials of the colloquium]. Moscow: GEOS Publ, 51-55. (In Russian)
10. Neelov A.N. (1977) Chemical classification of sedimentary rocks for studying of the Precambrian metamorphic complexes. *Litologija i geokhimiya rannego dokembrija* [Lithology and geochemistry of Early Precambrian]. Apatity: Kol'skiy Nauchny Tsentr, 96-105. (In Russian)
 11. Nekhoroshev V.P. (1939) About Altai "Precambrian" and the age of the Irtysh metamorphic complex. *Zapiski Vseross. Mineral. Society*, **68**(3), 470-479. (In Russian)
 12. Nekhoroshev V.P., Esenov S.E. (1967) *Geologija SSSR. T. XLI. Vostochnyy Kazakhstan CH. 2* [Geology of the USSR. V. XLI. East Kazakhstan, P. 2]. Moscow, Nedra Publ. 396 p. (In Russian)
 13. Plotnikov A.V., Kruk N.N., Vladimirov V.G., Kovach V.P., Zhuravlev D.Z., Moroz E.N. (2003) [Sm-Nd isotope systematics of metamorphic rocks western part of the Altai-Sajan folded area]. *Dokl. Akad. Nauk*, **388**(2), 228-232. (In Russian)
 14. Savinskiy I.A., Vladimirov V.G., Sukhorukov V.P. (2015) Chechek granite-gneiss structure (Irtysh Shear Zone). *Geologija i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri*, (1), 15-23. (In Russian)
 15. Horeva B.J. (1961) The presence of the Precambrian in the Irtysh Zone Crumple. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geol. Explor.*, (10), 30-42.
 16. Judovich J.E. (1981) *Regional'naja geokhimiya osadochnykh tolshch* [Regional geochemistry of sedimentary strata]. Leningrad: Nauka Publ., 276 p. (In Russian)
 17. Judovich J.E., Dembovskiy B.J., Ketris M.P. (1977) Geochemical signs of redeposition of weathering crust in Ordovician sediments of the Pechora Urals. *Ezhegodnik-1976*. Syktyvkar: Institute of Geology Komi Fil. AN SSSR, 133-140. (In Russian)
 18. Jurchenkov E.M. (1981) New data on the internal structure of ultramafic-gabbroid Talovsky massif. *Problemy Magmaticheskoy Geologii Zaysanskoy skladchatoy oblasti* [Problems of igneous Geology Zaisan folded region]. Alma-Ata: Nauka Kazakhskaya SSR, 114-121. (In Russian)
 19. Bhatia M.R. (1983) Plate tectonics and Geochemical Compositions of Sandstones. *J. Geol.*, **91**(6), 611-633.
 20. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. (1988) Nd and Sr Isotopic Systematics of River Water Suspended Material – Implications for Crustal Evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **87**(3), 249-265.
 21. Harker A. (1909) The natural history of igneous rocks. London, 384 p.
 22. Herron M.M. (1988) Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J. Sediment. Res.*, **58**(5), 820-829.
 23. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. (1984) Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **67**, 137-150.
 24. Kretz R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *Amer. Mineral.*, **68**, 277-279.
 25. Liew T.C., Hofmann A.W. (1988) Precambrian crustal components, plutonic association, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **98**, 129-138.
 26. Roser B.P., Korsch R.J. (1986) Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂-content and K₂O/Na₂O ratio. *J. Geol.*, **94**(5), 635-650.
 27. Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust: Its composition and evolution. *McClennan, Blackwell Scientific Publications*, **21**(1), 85-86.