

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

**ГЕОХИМИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД КУРАЙСКОГО БЛОКА
(Горный Алтай)**

Я.В. Куйбида¹, Н.Н. Крук¹, Н.И. Гусев², В.Г. Владимиров^{1,3}, Е.И. Демонтерова⁴

¹ *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

² *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия*

³ *Новосибирский государственный университет, 630090, ул. Пирогова, 2, Россия*

⁴ *Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

Рассмотрены первичная природа и источники протолитов метаморфических пород Курайского блока, приуроченного к крупной Телецко-Курайской системе глубинных разломов, разделяющей структуры Горного Алтая и Западного Саяна.

Установлено, что протолиты метапелитов Курайского блока соответствуют образованиям коры «переходного» типа: для них характерно отсутствие типичных пород «зрелой» континентальной коры (аркоз, литаренитов), пониженные, относительно состава верхней континентальной коры содержания литофильных и повышенные — «переходных» элементов. Усредненный модельный Nd возраст протолитов метапелитов курайского комплекса отвечает среднему рифею (1.4—1.6 млрд лет).

Метабазиты курайского комплекса по вещественному составу отвечают продуктам метаморфизма океанических базальтов.

Показано, что формирование метаморфических ассоциаций Курайского блока явилось следствием тектонOMETAMORФИЧЕСКИХ преобразований единой, неоднородной по составу толщи (базальты, глиноземистые и вулканомиктовые осадки), вероятнее всего, представлявшей собой фрагмент среднекембрийского-раннеордовикского турбидитового бассейна с океаническим основанием.

Курайский метаморфический комплекс, петрохимия, геохимия, протолит, Горный Алтай.

**GEOCHEMISTRY OF METAMORPHIC ROCKS OF THE KURAI BLOCK
(Gorny Altai)**

Ya.V. Kuibida, N.N. Kruk, N.I. Gusev, V.G. Vladimirov, and E.I. Demonterova

We consider the primary nature and sources of the protoliths of metamorphic rocks of the Kurai block located in the large Teletskoe-Kurai system of deep faults separating the Gorny Altai and West Sayan structures.

It has been established that the protoliths of the Kurai block metapelites were deposits of transitional crust: They lack typical rocks of mature continental crust (arkoses, litharenites) and have reduced (relative to the upper continental crust) contents of lithophile elements and elevated contents of transitional elements. The average Nd model age of the protoliths of the metapelites of the Kurai complex corresponds to the Middle Riphean (1.4–1.6 Ga).

The metabasites of the Kurai complex are similar in petrologic composition to metamorphic products of oceanic basalts.

It is shown that the formation of metamorphic associations of the Kurai block was caused by tectonometamorphic transformations of a compositionally heterogeneous rock unit (basalts, aluminous and volcanomict sediments), which were, most likely, a fragment of Middle Cambrian–Early Ordovician turbidite basin with an oceanic basement.

Kurai metamorphic complex, petrochemistry, geochemistry, protolith, Gorny Altai

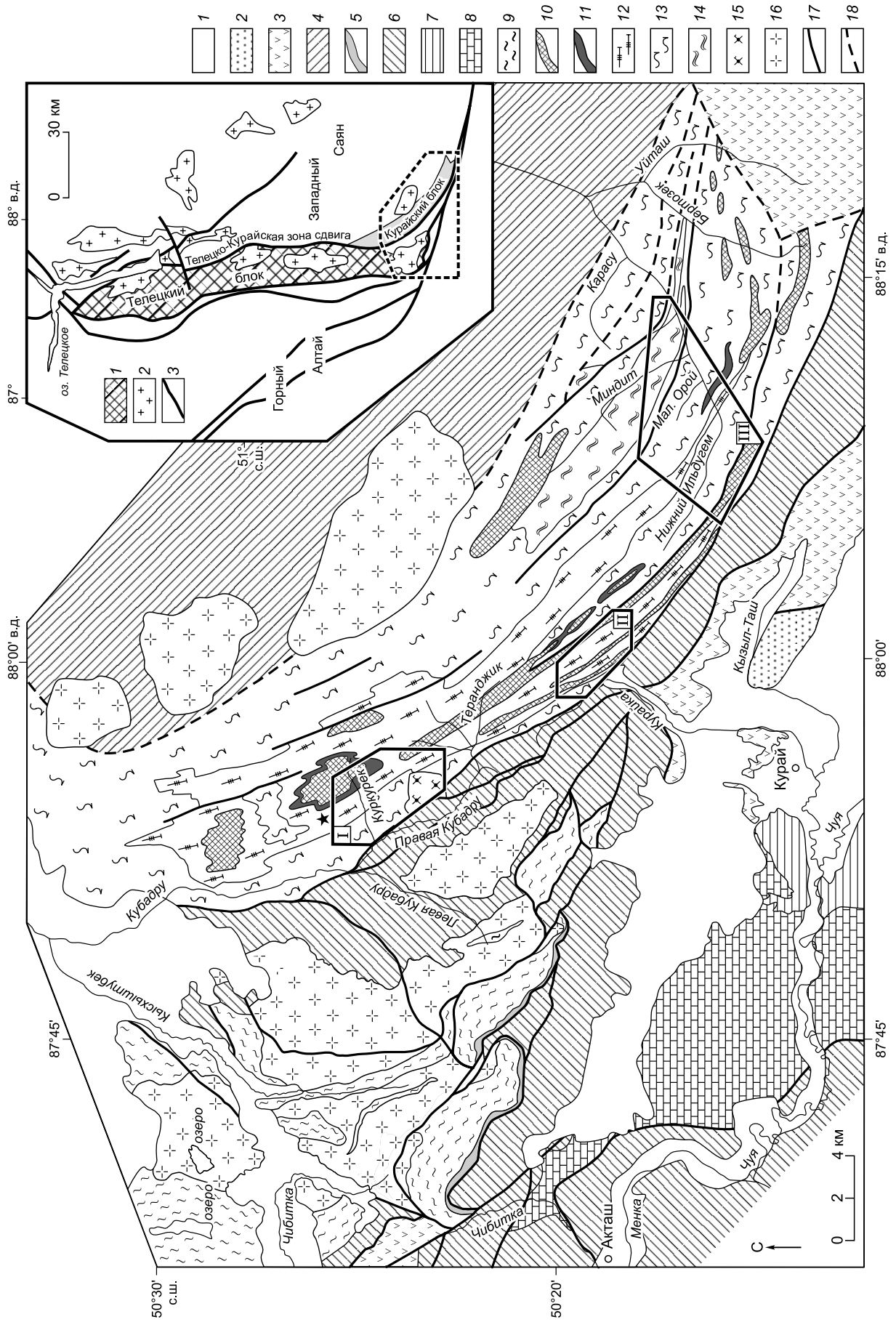


Рис. 1. Геологическая схема курайского метаморфического комплекса (Горный Алтай) на основе [Родыгин, 1968] и данных геологической съемки 1991 г. м-ба 1:50 000, с изменениями авторов.

Геологическая схема: 1 — четвертичные отложения; 2 — позднекаменноугольные осадочные отложения; 3 — девонские осадочно-вулканогенные отложения, объединенные; 4 — кембро-раннеордовикские отложения Западно-Саянского турбидитового палеобассейна; 5, 6 — венд-раннекембрийские отложения Курайской островодужной системы (5 — офиолитовый меланж; 6 — вулканогенно-осадочные отложения, объединенные); 7 — позднерифейские океанические базальты; 8 — венд-раннекембрийские океанические базальты; 9 — телецкий метаморфический комплекс; 10—14 — курайский метаморфический комплекс (10—12 — тонгулакская толща (10 — гранитоиды; 11 — амфиболиты; 12 — гнейсы, сланцы); 13 — иль-дугемская толща; 14 — корумбы-айринская толща); 15 — Теранджикский габбро-гранитоидный интрузив; 16 — девонские гранитоиды (кубаринский, корумбы-айринский комплексы, объединенные); 17, 18 — разрывные нарушения (17 — достоверные; 18 — предполагаемые). Цифрами на схеме обозначены полигоны работ: I — Куркурекский, II — Курайский, III — Нижнеильдугемский. Звездочкой (рядом с полигоном I) показана точка отбора листеносодержащих гнейсов тонгулакской толщи (геологическая съемка 1991 г. м-ба 1:50 000). На врезке — тектоническая схема зоны сочленения структур Горного Алтая и Западного Саяна по материалам [Буслов, 1998] с изменениями: 1 — Телецкий блок; 2 — гранитоиды объединенные; 3 — разломы.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема природы метаморфических комплексов, состава и источников слагающих их пород актуальна как при региональных геологических исследованиях, так и при палеогеодинамических и палеогеографических реконструкциях. В рамках геосинклиальной концепции блоки высокометаморфизованных пород, проявленные в фанерозойских подвижных поясах, традиционно рассматривались как фрагменты (выступы, срединные массивы и т.д.) раннедокембрийского фундамента складчатых сооружений. Только в последние десятилетия с возникновением теории литосферных плит и развитием прецизионных методов абсолютной геохронологии выяснилось, что значительная часть выступов и срединных массивов в действительности имеет молодой (фанерозойский) возраст и образована в результате аккреционных, коллизионных и постколлизионных процессов. При этом геохимические и изотопные исследования свидетельствуют, что субстраты метаморфических толщ часто имеют различную природу (от океанических базальтов до пород зрелой континентальной коры). В составе одного комплекса могут присутствовать продукты метаморфизма пород, имеющих резко различный генезис и первоначально относившихся к разным геологическим структурам. Изучение вещественного состава подобных гетерогенных метаморфических комплексов может не только дать информацию об их природе, но и в существенной мере прояснить специфику процессов, обеспечивших их тектоническое совмещение. В данной работе эти вопросы рассматриваются на примере курайского (тонгулакского) метаморфического комплекса Горного Алтая.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ КУРАЙСКОГО БЛОКА

Курайский блок метаморфических пород расположен в юго-восточной части Горного Алтая, в зоне его сочленения с Западным Саяном. В региональном отношении блок приурочен к крупной Телецко-Курайской системе глубинных разломов (рис. 1, врезка), которая разделяет геологические структуры Горного Алтая и Западного Саяна и характеризуется длительной геологической историей развития.

Выходы глубокометаморфизованных пород, относящихся к курайскому комплексу, занимают значительную часть северного склона Курайского хребта, в том числе — водораздельное поднятие между реками Башкаус и Кубадру (Тонгулакский хребет). В плане они образуют дугообразно изогнутую на юго-запад линейную зону протяженностью 60—65 км и шириной до 10 км, которая протягивается в северо-западном направлении от водораздела рек Нижний и Верхний Ильдугем до нижнего течения р. Кубадру (см. рис. 1).

С запада Курайский блок граничит с венд-раннекембрийскими вулканогенно-осадочными породами Курайской островодужной системы (балхашская и тыдтуярыкская свиты), с востока — с кембро-раннеордовикскими отложениями Западно-Саянского турбидитового палеобассейна, локально испытавшими метаморфизм зеленосланцевой фации (башкаусская серия, артлашская и кумурлинская свиты). Границы метаморфических пород с неметаморфизованными отложениями во всех случаях носят тектонический характер, зачастую сопровождаясь зонами милонитизации и диафтореза, что обусловило мнение о наличии постепенных переходов (зонального метаморфизма) между метаморфическими породами Курайского блока и окружающими его слабо- и неметаморфизованными отложениями [Дергунов, 1967; Родыгин, 1968].

Наиболее ранние сведения о метаморфических породах Курайского хребта приведены в работах [Обручев, 1915; Нехорошев, 1932; Кузнецов, 1934]. Первоначально было высказано предположение, что метаморфические породы представляют собой выступ архейского или протеро-

зойского фундамента [Нехорошев, 1932; Кузнецов, 1934]. Позднее развивались представления о более молодом возрасте не только метаморфизма, но и самих исходных толщ. Так, В.А. Кузнецов в конце 1940-х годов высказал предположение о том, что метаморфические сланцы и гнейсы Курайского хребта являются производными глубокого метаморфизма песчано-сланцевых толщ нижнего палеозоя [Кузнецов, 1952]. Метаморфизм и происхождение гнейсов он связывал с проявлением раннекаледонского тектогенеза в Кубадринско-Курайской зоне смятия. К таким же выводам о молодом возрасте гнейсов пришли последующие исследователи [Кононов, 1961; Дергунов, 1967].

Наиболее детальные структурные и стратиграфо-петрологические исследования метаморфических пород Тонгулакского хребта были проведены А.И. Родыгиным [1968; и др.] и Г.Г. Лепезиным [1968а; и др.]. На основе изучения опорных геологических разрезов и детального картирования был выделен и охарактеризован курайский метаморфический комплекс, разделенный по стратиграфическому принципу и степени метаморфизма на три свиты: тонгулакскую, ильдугемскую и корумбы-айринскую [Родыгин, 1968]. Учитывая незакономерное внутреннее строение и неясный характер контактов, мы считаем более правильным рассматривать данные таксоны в ранге толщ.

По данным А.И. Родыгина [1968], границы между толщами условно стратиграфические. Верхняя граница тонгулакской толщи выражена не всегда отчетливо. Обычно между гнейсами тонгулакской и сланцами ильдугемской толщ имеются постепенные переходы в интервале до нескольких десятков метров. Между ильдугемской и корумбы-айринской толщами отмечались признаки структурного несогласия [Родыгин, 1968], которые, однако, не были подтверждены при более поздних исследованиях.

Тонгулакская толща вскрывается в осевой зоне Тонгулакского хребта. Она представлена гранито-гнейсами, мигматитами, биотитовыми, биотит-силлиманитовыми, биотит-кордиеритовыми, биотит-альмандиновыми гнейсами, амфиболитами, роговообманковыми и плагиоклаз-биотит-роговообманковыми сланцами, а также линзообразными телами пегматитов. В небольших количествах встречаются мигматизированные биотитовые гнейсы, содержащие дистен. Основание толщи не вскрыто, полная мощность неизвестна. Породы обладают средне-, реже крупнозернистой структурой, сланцеватой, сланцевато-полосчатой, гнейсовидной, линзовидно-полосчатой, местами плейчатой текстурой.

Ильдугемская толща в северо-западной части Курайского блока окаймляет с юго-запада, северо-запада и северо-востока поле выходов тонгулакской толщи, а в восточной части образует несколько вытянутых полос, перемежающихся с полосами тонгулакской и корумбы-айринской толщ. Толща представлена кварц-плагиоклаз-биотитовыми, силлиманит-биотитовыми, альмандин-биотитовыми, кордиерит-биотитовыми, биотит-роговообманковыми, биотит-куммингтонит-роговообманковыми и биотит-мусковитовыми сланцами, амфиболитами, реже гнейсами и тонкими линзами гранито-гнейсов и пегматитов. В зонах интенсивного рассланцевания породы в большей или меньшей степени диафторированы, содержат хлорит, эпидот, клиноцоизит, альбит. Породы обладают средне-, крупнозернистой структурой, сланцеватой, сланцевато-полосчатой, местами неравномерно плейчатой текстурой.

Корумбы-айринская толща представлена широко распространенными темно-серыми, буровато-серыми крупноузловатыми кварц-плагиоклаз-биотит-кордиеритовыми сланцами, содержащими в небольших количествах и лишь в некоторых пачках силлиманит и гранат. В одной из разновидностей отмечен андалузит [Лепезин, 1968а]. Характерной особенностью пород этой толщи является узловатая бугорчато-сланцеватая текстура, обязанный развитию крупных (до $7 \times 15 \times 25$ мм) агрегатов кордиерита, равномерно распределенных в мелкочешуйчатой основной ткани [Родыгин, 1968].

По данным А.И. Родыгина, первые две толщи метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Метаморфизм корумбы-айринской свиты представляет нечто среднее между региональным и контактовым, характеризуя «переход от фации роговообманковых роговиков к фации альмандиновых амфиболитов» [Родыгин, 1968].

Г.Г. Лепезин [1968а] при выделении метаморфических зон и картировании изоград использовал минеральные парагенезисы метапелитов как наиболее чувствительные к меняющимся P - T условиям. Установленные им изограды кордиерита, силлиманита и граната в пределах точности картирования примерно совпадают с условно выделенными ранее стратиграфическими границами (с повышением степени метаморфизма с северо-востока на юго-запад и с запада на восток: зона Б — корумбы-айринская толща, зона В — ильдугемская, зона Г — тонгулакская). Вся детализация с выделением метаморфических зон в пределах тонгулакского комплекса являлась детализацией внутри фации эпидотовых амфиболитов [Лепезин, 1968а].

К решению происхождения прогрессивной зональности Г.Г. Лепезин подошел с позиции регионального метаморфизма погружения и рассматривал метаморфические породы данного района как приподнятый блок древних (протерозойских) пород, надвинутых на породы более молодого возраста [Лепезин, 1968а]. Пространственные соотношения метапелитов, метабазитов и гранито-гнейсов определяются первичной структурой стратифицированных толщ (переслаивание основных и кислых эффузивов, мергелей и глинистых сланцев), а минеральное разнообразие метаморфических пород отражает особеннос-

ти составов исходных пород, прогрессивного характера метаморфизма и в меньшей мере процессов диафтореза [Лепезин, 1968б].

Всеми исследователями Курайского блока отмечалась приуроченность метаморфических пород к тектоническим зонам катаклаза и милонитизации. Проведенные авторами структурные исследования позволили выявить полистадийность деформаций, ранние из которых сопровождались синкинематическим метаморфизмом и магматизмом [Крук и др., 2002, 2004; Куйбида и др., 2009]. Было подтверждено, что тектонические зоны совпадают с границами литологических пачек, вовлекая в процессы милонитизации и бластомилонитизации практически весь объем пород. Поздние тектонические процессы в условиях низких температур (диафторез) и хрупких деформаций (катаклаз и милонитизация) завершили формирование коллажа метаморфических пластин, претерпевших взаимное смещение на различных этапах эволюции Курайского блока.

Результаты структурно-петрологических и геохронологических исследований, проведенных в последние годы, позволяют утверждать, что метаморфические породы курайского комплекса представляют собой не выходы древнего кристаллического фундамента, а фрагменты венд-раннепалеозойской коры, метаморфизованные и тектонизированные в ходе заложения и эволюции глубинной Телецко-Курайской системы сдвигов [Крук и др., 2002, 2004, 2013; Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2005; Гусев, Шокальский, 2010]. По данным [Гусев, Шокальский, 2010], наиболее древние метаморфогенные цирконы из мигматизированных дистенсодержащих гнейсов Курайского блока имеют возраст 444 ± 9 млн лет (SHRIMP-II). Полученная датировка совпала с выполненными ранее оценками возраста гранитогнейсов осевой части Тонгулакского хребта (443 ± 10 млн лет, SHRIMP-II) [Гусев, Шокальский, 2010]. Возраст цирконов, отвечающий второму, более позднему этапу метаморфизма, составляет 380 ± 7 млн лет (SHRIMP-II). В то же время в мигматизированных гнейсах были обнаружены детритовые цирконы с тонкой ритмичной магматической зональностью, причем возраст самых молодых зерен оценивается в 510 ± 7 млн лет (SHRIMP-II, [Гусев, Шокальский, 2010]). Результаты Ag-Ag изотопных исследований [Куйбида и др., 2009] установили наличие широкого спектра метаморфических событий в интервале от 425 до 348 млн лет. Таким образом, можно утверждать, что среди протолитов метаморфитов присутствуют толщи с геологическим возрастом не древнее среднего кембрия. Однако вопрос о природе этих образований остался открытым, что и послужило отправной точкой данного исследования.

МЕТОДИКА ОТБОРА ОБРАЗЦОВ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Для изучения особенностей вещественного состава и изотопных характеристик из метаморфических пород тонгулакской, ильдугемской и корумбы-айринской толщ были отобраны пробы пород, представляющих наиболее типичные для этих подразделений минералого-петрографические разности. Во всех случаях выбирались породы, в наименьшей степени затронутые поздними низкотемпературными изменениями. Особое внимание обращалось на диагностику пород, соответствующих составу их первичных протолитов. Для достижения этой цели (по результатам наблюдений в обнажениях и просмотра петрографических шлифов) из выборки, использованной для генетической интерпретации, были исключены пробы, несущие явные следы интенсивных хрупкопластичных деформаций (милонитизация и др.), а также мигматизированные разности.

Содержания петрогенных компонентов в породах определяли методом «мокрой» химии в Байкальском аналитическом центре СО РАН (г. Иркутск; аналитики Г.В. Бондарева и М.М. Самойленко).

Содержания редких и редкоземельных элементов определяли методом ICP-MS в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) и Байкальском ЦКП СО РАН (г. Иркутск). Измерения содержаний проводили в ИГМ СО РАН на приборе ELEMENT производства компании FINNIGAN (аналитики И.В. Николаева, С. В. Палесский), в Байкальском ЦКП СО РАН на «VG Plasmquad PQ-2» (аналитики С.В. Пантеева, В. В. Маркова, В.И. Ложкин, Е.В. Смирнова) по методикам, описанным в [Nikolaeva et al., 2008] и [Panteeva et al., 2003] соответственно.

Изотопные исследования выполнены в Байкальском ЦКП СО РАН (г. Иркутск). Подготовка проб осуществлялась по следующей схеме. Навеска 100 мг истертого образца разлагалась в смеси кислот $\text{HNO}_3\text{—HF—HClO}_4$ с использованием микроволновой печи. Выделение РЗЭ проводилось на смоле TRU Spec (EiChroM Industries, II, США). Последующее разделение Sm и Nd проводилось на колонках, заполненных смолой Ln Spec по модифицированной методике [Pin, Zalduogui, 1997]. Измерения изотопных отношений Nd осуществляли на приборе Finnigan MAT-262. При масс-спектрометрических измерениях изотопные отношения нормализовались на $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Коррекция на фракционирование проводилась по закону Рэлея. Для контроля качества работы прибора измерялся стандарт неодима JNd-1. В период измерений значения изотопного стандарта JNd-1 составляли $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512101 \pm 0.000015$ (1σ , по 30 измерениям). При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения CHUR по [Jacobsen, Wasserburg, 1984] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$)

и DM по [Goldstein, Jacobsen, 1988] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах для исследованных пород дополнительно рассчитаны двустадийные Nd модельные возрасты $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2})$ [Keto, Jacobsen, 1987], с использованием среднекорового отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$ [Taylor, McLennan, 1985].

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В ходе проведенного исследования решались следующие задачи: 1) сопоставление вещественного состава пород, слагающих отдельные подразделения курайского метаморфического комплекса (тонгулакская, ильдугемская, корумбы-айринская толщи); 2) реконструкция первичной природы протолитов метаморфических пород комплекса.

В результате проведенных работ авторы планировали установить, являются ли выделенные А. И. Родыгиным «стратиграфические» подразделения (свиты) продуктом метаморфизма различных по составу толщ, имеющих разные источники вещества, либо наблюдаемая неоднородность является следствием различных условий метаморфизма близких по строению и составу толщ. Не менее важным являлся вопрос о том, представляют ли собой породы курайского комплекса образования зрелой континентальной коры либо они являются результатом метаморфизма пород коры переходного типа, характерных, по данным [Крук и др., 2010], для раннего палеозоя Горного Алтая.

Изучаемые метаморфические породы курайского комплекса характеризуются широким разнообразием петрографических разновидностей. По данным петрографических исследований, все метаморфические породы были разделены на две группы:

1) породы, не содержащие кальциевых темноцветных минералов и содержащие в отдельных пачках глиноземистые минералы (дистен, ставролит, андалузит, кордиерит, силлиманит, гранат) — биотитовые, двуслюдяные и глиноземистые сланцы и гнейсы (метапелиты);

2) породы, содержащие кальциевые темноцветные минералы и не содержащие глиноземистых минералов. Среди них, в свою очередь, по содержанию модалного кварца выделяются две подгруппы:

- породы, не содержащие породообразующего кварца, — амфиболиты (метабазиты);

- породы, содержащие кварц в породообразующих количествах (5 % и более), — биотит-амфиболовые сланцы и гнейсы.

Биотитовые, двуслюдяные и глиноземистые сланцы и гнейсы (метапелиты). Эта группа пород представлена большим количеством разновидностей (биотитовые, биотит-силлиманитовые, биотит-альмандиновые, биотит-кордиеритовые, биотит-мусковитовые сланцы и гнейсы, содержащие в некоторых пачках дистен, ставролит, андалузит). Сланцы, содержащие магнезиально-железистые амфиболы, недосыщенные кальцием (антофиллит, куммингтонит), по значениям индекса глиноземистости, равным 1.1—1.5 ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$, [Maniag, Piccoli, 1989]), также были отнесены к метапелитам.

Изучение составов пород этой группы из разных подразделений курайского комплекса проводилось на основе авторской коллекции с использованием опубликованных данных по петрохимическому составу метапелитов [Родыгин, 1968]. Общий объем выборки составил 54 анализа. Вариации содержаний петрогенных компонентов в метапелитах тонгулакской, ильдугемской и корумбы-айринской толщ приведены в табл. 1.

В целом изученные сланцы и гнейсы характеризуются широкими вариациями вещественного состава. Их общей особенностью являются повышенные, в сравнении с составом верхней континентальной коры (по оценке [Taylor, McLennan, 1985]), концентрации Fe, Mg, Ti и, зачастую, Ca, а также пониженные содержания кремнезема и калия (табл. 2). В отношении редкоэлементного состава большинство пород характеризуется пониженными (в сравнении с постархейским глинистым сланцем, PAAS [Taylor, McLennan, 1985]) содержаниями Rb, Cs, Ba, Th, U, концентрациями переходных (транзитных) элементов (Sc, Cr, Ni) и Sr.

Наблюдаемые вариации петро- и геохимических характеристик хорошо коррелируются с минерало-петрографическими особенностями пород. Разновидности, обогащенные биотитом и содержащие в значительных количествах глиноземистые минералы (гранат, кордиерит, силлиманит), в большинстве случаев менее кремнекислые и кальциевые, более глиноземистые, железистые, магнезиальные и калиевые в сравнении с породами, обогащенными кварцем и полевым шпатом. Аналогичным образом эти разности характеризуются более высокими содержаниями крупноионных литофильных элементов (исключая Sr), высокозарядных, редкоземельных и радиоактивных элементов (табл. 2). В целом такие соотношения петрохимических и редкоэлементных характеристик типичны для пород разной гранулометрической размерности, входящих в состав граувакк-аргиллитовых серий [Cullers et al., 1979; Taylor, McLennan, 1985].

Первичная систематика метапелитов курайского комплекса, проведенная на основе классификационной диаграммы [Неелов, 1977] (рис. 2), показала, что породы тонгулакской и ильдугемской толщ

Таблица 1.

Вариации содержаний петрогенных компонентов (мас. %) и главных петрохимических индексов в биотитовых, двуслюдяных и глиноземистых сланцах и гнейсах курайского комплекса (Горный Алтай)

| Компонент | Толща | | |
|--|--|--|--|
| | тонгулакская, $N = 15$ | ильдугемская, $N = 33$ | корумбы-айринская, $N = 6$ |
| SiO ₂ | $\frac{57.86 - 66.66}{62.78 \pm 2.39}$ | $\frac{52.48 - 69.38}{63.51 \pm 3.85}$ | $\frac{57.72 - 64.07}{61.52 \pm 2.50}$ |
| TiO ₂ | $\frac{0.51 - 0.88}{0.72 \pm 0.1}$ | $\frac{0.43 - 1.44}{0.81 \pm 0.16}$ | $\frac{0.79 - 1.01}{0.89 \pm 0.08}$ |
| Al ₂ O ₃ | $\frac{13.91 - 19.50}{15.94 \pm 1.34}$ | $\frac{13.90 - 19.90}{15.93 \pm 1.55}$ | $\frac{14.88 - 18.43}{16.97 \pm 1.38}$ |
| Fe ₂ O ₃ * | $\frac{6.26 - 8.96}{7.34 \pm 0.86}$ | $\frac{4.53 - 9.39}{7.12 \pm 1.09}$ | $\frac{7.13 - 9.35}{8.18 \pm 0.83}$ |
| MnO | $\frac{0.06 - 0.24}{0.13 \pm 0.06}$ | $\frac{0.05 - 0.27}{0.11 \pm 0.05}$ | $\frac{0.11 - 0.14}{0.13 \pm 0.01}$ |
| MgO | $\frac{2.10 - 5.43}{3.55 \pm 0.97}$ | $\frac{2.38 - 5.83}{3.53 \pm 0.84}$ | $\frac{3.26 - 5.01}{4.15 \pm 0.59}$ |
| CaO | $\frac{1.5 - 4.41}{2.74 \pm 0.89}$ | $\frac{0.90 - 4.71}{2.38 \pm 0.89}$ | $\frac{1.04 - 2.87}{1.60 \pm 0.67}$ |
| Na ₂ O | $\frac{1.95 - 3.87}{2.74 \pm 0.47}$ | $\frac{1.28 - 3.42}{2.31 \pm 0.51}$ | $\frac{1.22 - 3.57}{2.20 \pm 0.77}$ |
| K ₂ O | $\frac{1.31 - 3.33}{2.34 \pm 0.53}$ | $\frac{1.77 - 3.49}{2.63 \pm 0.41}$ | $\frac{1.66 - 3.21}{2.50 \pm 0.73}$ |
| P ₂ O ₅ | $\frac{0.09 - 0.21}{0.15 \pm 0.04}$ | $\frac{0.09 - 0.42}{0.18 \pm 0.05}$ | $\frac{0.10 - 0.22}{0.17 \pm 0.04}$ |
| НКМ | $\frac{0.27 - 0.39}{0.32 \pm 0.04}$ | $\frac{0.25 - 0.40}{0.31 \pm 0.03}$ | $\frac{0.23 - 0.36}{0.28 \pm 0.05}$ |
| ЩМ | $\frac{0.59 - 2.95}{1.27 \pm 0.56}$ | $\frac{0.44 - 1.87}{0.91 \pm 0.28}$ | $\frac{0.41 - 2.15}{1.01 \pm 0.64}$ |
| ТМ | $\frac{0.03 - 0.06}{0.05 \pm 0.01}$ | $\frac{0.03 - 0.09}{0.05 \pm 0.01}$ | $\frac{0.05 - 0.06}{0.05}$ |
| АМ | $\frac{0.21 - 0.32}{0.25 \pm 0.03}$ | $\frac{0.20 - 0.38}{0.25 \pm 0.04}$ | $\frac{0.23 - 0.32}{0.28 \pm 0.03}$ |
| ФМ | $\frac{0.12 - 0.22}{0.17 \pm 0.03}$ | $\frac{0.10 - 0.27}{0.16 \pm 0.04}$ | $\frac{0.17 - 0.23}{0.19 \pm 0.03}$ |
| ГМ | $\frac{0.31 - 0.45}{0.38 \pm 0.04}$ | $\frac{0.28 - 0.56}{0.37 \pm 0.06}$ | $\frac{0.35 - 0.49}{0.42 \pm 0.05}$ |
| ЖМ | $\frac{0.36 - 0.55}{0.42 \pm 0.05}$ | $\frac{0.29 - 0.51}{0.40 \pm 0.05}$ | $\frac{0.41 - 0.45}{0.43 \pm 0.01}$ |
| SiO ₂ /Al ₂ O ₃ | $\frac{3.14 - 4.73}{3.97 \pm 0.39}$ | $\frac{2.64 - 4.90}{4.04 \pm 0.57}$ | $\frac{3.13 - 4.31}{3.66 \pm 0.44}$ |
| СИА | $\frac{52 - 63}{57 \pm 4.3}$ | $\frac{51 - 70}{59 \pm 4.6}$ | $\frac{56 - 72}{65 \pm 5.5}$ |
| Индекс глинозем. | $\frac{1.08 - 1.71}{1.35 \pm 0.24}$ | $\frac{1.04 - 2.35}{1.49 \pm 0.31}$ | $\frac{1.27 - 2.58}{1.91 \pm 0.44}$ |

Примечание. Над чертой — вариации содержаний петрогенных компонентов, под чертой — среднее содержание \pm стандартное отклонение. N — число проб. НКМ — модуль нормированной щелочности: $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ [Юдович, 1981], ЩМ — щелочной модуль: $(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ [Юдович, 1981], ТМ — титановый модуль: $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ [Мигдисов, 1960], АМ — алюмокремниевый модуль: $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ [Кетрис, 1976], ФМ — фемический модуль: $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ [Предевский, 1970], ГМ — гидролизатный модуль: $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})/\text{SiO}_2$ [Юдович и др., 1977], ЖМ — железный модуль: $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$ [Юдович, 1981], СИА — индекс химического выветривания: $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 100/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [Nesbitt, Young, 1982]. Индекс глиноземистости — $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ [Mannar, Piccoli, 1989].

Таблица 2. Содержание петрогенных компонентов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в представительных пробах биотитовых, двуслюдяных и глиноземистых сланцев и гнейсов курайского комплекса

| Компонент | II | | | III | | | I | | | II | | III | | | II | | | III | | |
|----------------------------------|--------|-------|----------|--------|-------|--------|-------|--------|-----------|---------|-------|----------|-----------|----------|--------|------------|---------|---------|---------|--|
| | A-064 | A-069 | BC-657/2 | A-026 | B-17 | Sh-218 | A-023 | A-044 | 8-07-35/5 | A-021/1 | IK-14 | Sh-213/1 | 8-07-35/7 | 8-09-100 | BC-637 | 8-07-35/10 | 8-09-98 | A-019 | 8-09-99 | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | |
| SiO ₂ | 62.58 | 65.82 | 52.61 | 58.62 | 58.83 | 62.06 | 62.91 | 63.14 | 63.18 | 63.45 | 63.77 | 65.19 | 66.64 | 66.93 | 67.43 | 69.38 | 57.72 | 63.18 | 64.07 | |
| TiO ₂ | 0.78 | 0.71 | 0.97 | 1.44 | 0.95 | 0.93 | 0.84 | 0.85 | 0.94 | 0.72 | 0.83 | 0.78 | 0.83 | 0.73 | 0.70 | 0.75 | 0.91 | 0.79 | 0.79 | |
| Al ₂ O ₃ | 15.03 | 13.91 | 19.90 | 15.95 | 18.20 | 17.90 | 15.57 | 15.87 | 16.90 | 15.33 | 18.10 | 15.35 | 14.90 | 15.11 | 15.10 | 14.20 | 18.43 | 16.34 | 14.88 | |
| Fe ₂ O ₃ * | 6.96 | 6.26 | 8.93 | 9.39 | 8.12 | 6.61 | 7.19 | 7.87 | 7.06 | 6.74 | 7.06 | 6.27 | 6.26 | 6.54 | 5.95 | 5.56 | 9.35 | 7.74 | 7.13 | |
| MnO | 0.07 | 0.08 | 0.16 | 0.21 | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.09 | 0.07 | 0.07 | 0.09 | 0.08 | 0.10 | 0.08 | 0.08 | 0.06 | 0.12 | 0.12 | 0.11 | |
| MgO | 4.39 | 3.65 | 5.60 | 3.75 | 4.35 | 3.12 | 3.63 | 3.43 | 2.78 | 3.60 | 3.15 | 3.38 | 3.01 | 2.73 | 3.24 | 2.38 | 4.41 | 4.03 | 4.32 | |
| CaO | 3.74 | 2.60 | 3.74 | 4.03 | 1.65 | 1.91 | 2.29 | 1.81 | 2.04 | 3.15 | 0.90 | 2.22 | 2.19 | 1.34 | 1.81 | 2.20 | 1.26 | 1.51 | 1.19 | |
| Na ₂ O | 2.52 | 2.62 | 3.35 | 1.85 | 2.22 | 2.06 | 2.25 | 2.68 | 2.64 | 2.51 | 1.69 | 2.14 | 2.61 | 2.07 | 2.36 | 2.57 | 2.08 | 1.89 | 2.14 | |
| K ₂ O | 2.38 | 2.23 | 3.37 | 2.47 | 3.34 | 3.38 | 2.74 | 2.68 | 2.55 | 2.65 | 3.04 | 2.46 | 2.10 | 2.59 | 2.37 | 1.78 | 3.21 | 2.26 | 3.21 | |
| П.п.п. | 2.22 | 2.40 | 1.82 | 2.74 | 2.23 | 2.75 | 2.57 | 2.25 | 2.06 | 2.36 | 1.56 | 2.39 | 1.60 | 1.96 | 1.76 | 1.16 | 2.95 | 2.39 | 2.22 | |
| P ₂ O ₅ | 0.19 | 0.16 | 0.16 | 0.42 | 0.19 | 0.20 | 0.19 | 0.15 | 0.21 | 0.18 | 0.16 | 0.17 | 0.19 | 0.18 | 0.16 | 0.16 | 0.15 | 0.20 | 0.22 | |
| Сумма | 100.85 | 99.93 | 99.87 | 100.17 | 99.58 | 100.45 | 99.69 | 100.20 | 99.75 | 100.22 | 99.70 | 100.43 | 99.94 | 99.71 | 100.46 | 99.74 | 99.86 | 99.85 | 99.70 | |
| V | 107 | 101 | 145 | 135 | 126 | 112 | 118 | 110 | 133 | 95 | 116 | 95 | 101 | 84 | 84 | 122 | He onp. | 119 | He onp. | |
| Cr | 171 | 219 | 274 | 93 | 193 | 136 | 146 | 151 | 139 | 136 | 128 | 150 | 131 | 104 | 127 | 126 | 288 | 135 | 266 | |
| Co | 21 | 17 | 24 | 23 | 22 | 15 | 19 | 18 | He onp. | 16 | 18 | 16 | He onp. | 14 | 16 | He onp. | 30 | He onp. | 29 | |
| Ni | 110 | 84 | 147 | 61 | 97 | 62 | 86 | 70 | 79 | 79 | 56 | 77 | 88 | 47 | 63 | 76 | 192 | 128 | 188 | |
| Ga | 17 | 15 | 22 | 19 | 22 | 22 | 18 | 21 | 21 | 18 | 23 | 17 | 18 | 16 | 17 | 19 | He onp. | 20 | He onp. | |
| Ge | 1.4 | 1.3 | 1.7 | 1.2 | 1.4 | 1.5 | 1.6 | 1.4 | 1.3 | 1.4 | 1.6 | 1.3 | 1.3 | 1.1 | 1.3 | 1.0 | » | 1.7 | » | |
| Rb | 75 | 89 | 101 | 94 | 125 | 136 | 108 | 122 | 128 | 96 | 125 | 84 | 96 | 91 | 94 | 82 | 156 | 98 | 156 | |
| Sr | 243 | 251 | 418 | 224 | 222 | 187 | 222 | 231 | 198 | 228 | 151 | 184 | 224 | 186 | 243 | 220 | 263 | 194 | 259 | |
| Y | 19.9 | 21.3 | 30.8 | 32.7 | 34.2 | 35.8 | 34.4 | 34.6 | 50.6 | 28.8 | 44.8 | 26.5 | 41.2 | 26.2 | 24.8 | 30.0 | 34.5 | 26.5 | 33.8 | |
| Zr | 105 | 131 | 179 | 138 | 177 | 164 | 138 | 165 | 296 | 135 | 141 | 155 | 198 | 118 | 156 | 191 | 195 | 145 | 184 | |
| Nb | 8.0 | 7.6 | 9.5 | 8.1 | 10.4 | 12.2 | 10.0 | 12.9 | 14.6 | 8.7 | 11.0 | 8.4 | 12.1 | 8.4 | 7.6 | 9.9 | 11.9 | 8.9 | 11.5 | |
| Cs | 6.3 | 5.0 | 6.9 | 6.2 | 8.0 | 8.1 | 6.2 | 7.5 | 6.5 | 5.7 | 12.3 | 5.0 | 5.9 | 14.8 | 5.3 | 4.2 | 11.6 | 7.4 | 11.3 | |
| Ba | 386 | 378 | 480 | 296 | 439 | 401 | 400 | 411 | 249 | 369 | 351 | 340 | 290 | 292 | 301 | 296 | 461 | 275 | 461 | |
| La | 21.92 | 14.21 | 33.45 | 20.62 | 27.71 | 23.51 | 28.06 | 26.25 | 45.02 | 26.11 | 31.52 | 23.00 | 33.20 | 22.50 | 22.08 | 26.80 | 31.59 | 26.05 | 30.82 | |
| Ce | 45.13 | 34.75 | 69.19 | 45.31 | 57.22 | 49.59 | 58.80 | 56.07 | 95.22 | 52.17 | 62.50 | 47.54 | 70.32 | 46.76 | 45.61 | 58.57 | 61.52 | 51.03 | 60.44 | |
| Pr | 5.27 | 3.92 | 8.15 | 6.08 | 7.13 | 6.52 | 7.01 | 6.86 | 12.32 | 6.93 | 8.31 | 5.89 | 8.98 | 5.76 | 5.71 | 7.65 | 7.66 | 6.69 | 7.46 | |
| Nd | 19.75 | 13.67 | 30.26 | 24.92 | 26.55 | 23.56 | 25.93 | 25.96 | 44.06 | 25.89 | 30.54 | 22.52 | 34.29 | 22.45 | 21.28 | 27.71 | 27.92 | 26.03 | 27.23 | |
| Sm | 4.18 | 3.37 | 6.79 | 6.26 | 6.02 | 5.60 | 5.72 | 5.77 | 8.91 | 5.85 | 6.93 | 5.04 | 6.38 | 4.96 | 4.88 | 5.47 | 5.99 | 5.00 | 5.58 | |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Eu | 0.98 | 0.86 | 1.35 | 1.44 | 1.17 | 1.13 | 1.13 | 1.13 | 1.52 | 1.11 | 1.17 | 1.17 | 1.41 | 1.01 | 1.04 | 1.22 | 1.36 | 1.05 | 1.23 |
| Gd | 3.40 | 2.89 | 5.34 | 5.57 | 5.61 | 5.13 | 4.88 | 5.21 | 8.13 | 5.01 | 6.38 | 4.72 | 6.19 | 4.40 | 4.38 | 5.04 | 5.01 | 5.03 | 5.38 |
| Tb | 0.54 | 0.49 | 0.81 | 0.89 | 0.90 | 0.86 | 0.77 | 0.85 | 1.31 | 0.79 | 1.02 | 0.70 | 0.98 | 0.71 | 0.68 | 0.75 | 0.78 | 0.68 | 0.82 |
| Dy | 3.49 | 3.24 | 5.17 | 5.53 | 5.42 | 5.45 | 5.28 | 5.37 | 7.70 | 4.75 | 6.60 | 4.44 | 5.66 | 4.40 | 4.03 | 4.50 | 4.66 | 4.15 | 4.29 |
| Ho | 0.70 | 0.78 | 1.04 | 1.16 | 1.12 | 1.18 | 1.12 | 1.14 | 1.45 | 0.95 | 1.35 | 0.98 | 1.22 | 0.97 | 0.83 | 0.94 | 0.90 | 0.79 | 0.91 |
| Er | 1.96 | 2.37 | 2.90 | 3.01 | 3.19 | 3.36 | 3.12 | 3.27 | 4.40 | 2.57 | 3.87 | 2.64 | 3.59 | 2.71 | 2.40 | 2.72 | 2.53 | 2.30 | 2.57 |
| Tm | 0.29 | 0.37 | 0.45 | 0.45 | 0.49 | 0.53 | 0.50 | 0.52 | 0.69 | 0.38 | 0.60 | 0.41 | 0.53 | 0.41 | 0.37 | 0.37 | 0.42 | 0.36 | 0.39 |
| Yb | 1.77 | 2.28 | 2.73 | 2.75 | 3.16 | 3.40 | 2.93 | 3.20 | 4.27 | 2.45 | 3.45 | 2.42 | 3.21 | 2.56 | 2.27 | 2.41 | 2.62 | 2.32 | 2.60 |
| Lu | 0.30 | 0.36 | 0.47 | 0.44 | 0.50 | 0.53 | 0.49 | 0.50 | 0.59 | 0.39 | 0.56 | 0.39 | 0.45 | 0.38 | 0.35 | 0.36 | 0.40 | 0.34 | 0.40 |
| Hf | 3.3 | 4.2 | 5.8 | 3.3 | 4.3 | 4.1 | 4.2 | 4.1 | 7.5 | 3.4 | 3.3 | 4.1 | 5.1 | 3.2 | 3.7 | 4.8 | 4.0 | 3.7 | 3.9 |
| Ta | 0.5 | 0.3 | 0.6 | 0.3 | 0.8 | 0.9 | 0.6 | 0.8 | 1.0 | 0.4 | 0.8 | 0.8 | 0.8 | 0.5 | 0.6 | 0.6 | 0.6 | 0.6 | 0.6 |
| Th | 6.1 | 11.0 | 11.2 | 5.8 | 8.1 | 10.3 | 11.0 | 9.3 | 20.0 | 8.6 | 9.7 | 7.7 | 11.4 | 6.4 | 6.6 | 9.3 | 8.7 | 8.8 | 8.6 |
| U | 1.5 | 0.8 | 2.3 | 1.9 | 3.0 | 2.4 | 3.0 | 2.4 | 5.6 | 2.5 | 3.0 | 2.6 | 3.3 | 2.1 | 1.8 | 2.7 | 2.3 | 2.4 | 2.2 |

Примечание. 1, 2 — тонгулакская толща; 3—16 — ильдугемская толща; 17—19 — корумбы-айринская толща (1 — гранат-куминтонитовый сланец; 2, 4 — очковый гранат-биотитовый гнейс микроклинсодержащий; 3 — гранат-биотитовый гнейс; 5, 11, 15 — двуслояной силлиманитовый сланец; 6 — двуслояной андалузитовый сланец; 7 — очковый кордиерит-гранат-биотитовый гнейс; 8, 14 — двуслояной кордиерит-содержащий сланец; 9, 13 — гранат-биотитовый сланец; 10 — очковый биотитовый гнейс; 12 — очковый двуслояной сланец антофиллит-содержащий; 16 — биотитовый сланец; 17, 19 — среднезернистый кордиерит-мусковит-биотитовый сланец; 18 — крупноузловатый двуслояной кордиеритовый сланец). Полигоны работ (см. рис. 1): I — Куржукский, II — Курайский, III — среднезернистый кордиерит-мусковит-биотитовый гнейс; авторы проб: 1-2, 4, 7-8, 10, 18 — Я.В. Куйбыда; 3, 15 — В.Г. Владимиров; 5 — Н.В. Барабаш; 6, 12 — И.В. Кармышева; 9, 13-14, 16-17, 19 — Н.Н. Крук; 11 — И.В. Корнева. $Fe_2O_3^*$ — суммарное железо в форме Fe_2O_3 ; Не опр. — не определялось.

характеризуются более широкими (0.16—0.33) в сравнении с корумбы-айринской толщей (0.23—0.26) вариациями параметра b ($Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO + CaO$), отражающего изменение общей меланократовости пород. По степени дифференциации осадочного материала, определяемой по глинозему модулю (параметр $a = Al_2O_3/SiO_2$), породы этой группы попадают в поля граувакковых алевролитов, пелит-алевролитовых аргиллитов (IVб), алевропелитовых (Va) и пелитовых (VIa) аргиллитов, в том числе — карбонатистых и железистых (Vб, VIб).

Значения железного модуля ($(FeO + Fe_2O_3 + MnO) / (Al_2O_3 + TiO_2)$) изучаемых пород укладываются в интервал 0.20—0.60 (см. табл. 1), что характеризует метапелиты как нормально-железистые [Юдович, 1981]. По значениям гидролизатного модуля ($(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO) / SiO_2$) большинство метапелитов всех толщ относится к глинистым породам ($ГМ = 0.28—0.50$). Соответствие рассматриваемых пород глинистым сланцам подтверждается положением фигуративных точек на классификационной диаграмме М.М. Хирона [Heron, 1988] (рис. 3).

По значениям модуля нормированной щелочности ($(Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$) породы этой группы классифицируются как нормально-щелочные ($НКМ = 0.23—0.40$), что соответствует стандартной смеси гидрослюда и полевых шпатов. На диаграмме НКМ — ФМ [Юдович, Кетрис, 2000] большинство точек составов метапелитов расположено в полях V и VI, указывая на преобладание среди них стандартной трехкомпонентной смеси хлорит + монтмориллонит + гидрослюда с той или иной примесью дисперсных частиц полевых шпатов (рис. 4). Часть точек ложится на границу с полем двухкомпонентной смеси хлорит + гидрослюда (IV). Эти данные также подтверждаются положением фигуративных точек на диаграмме TiO_2 — Tm (рис. 5) [Юдович, 1981].

На диаграмме $SiO_2—K_2O/Na_2O$ [Roser, Korsch, 1986] (рис. 6, а) большинство фигуративных точек составов метапелитов курайского комплекса располагается в области бассейнов, связанных с обстановками активных континентальных окраин (АСМ), тогда как на диаграмме $(Fe_2O_3^* + MgO)—Al_2O_3/SiO_2$ [Bhatia, 1983] основное их количество, наоборот, тяготеет к области океанических островных дуг (см. рис. 6, б).

Проведенный анализ не выявил существенных различий между составами метапелитов тонгулакской, ильдугемской и корумбы-айринской толщ. На вариационных

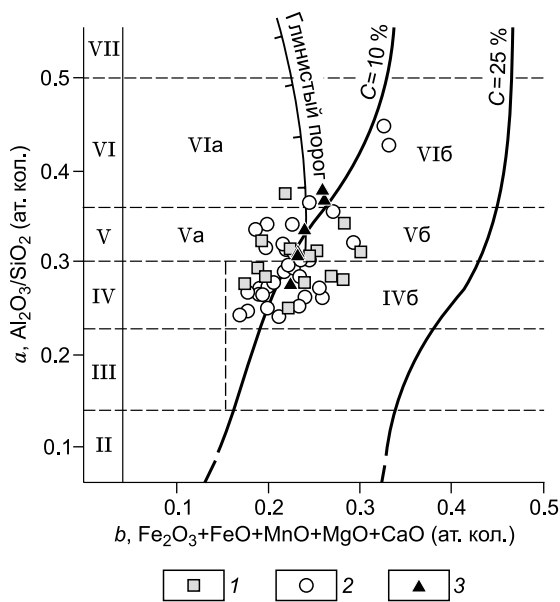


Рис. 2. Классификационная диаграмма для метapelитов курайского метаморфического комплекса [Нелов, 1977].

Толщи: 1 — тонгулакская, 2 — ильдугемская, 3 — корумбы-айринская.

Группы осадочных пород: II-III — псаммитолиты; IV — алевролиты; V, VI, VII — пелитолиты.

диаграммах Харкера [Harker, 1909] поля их составов также в значительной мере перекрываются (рис. 7). При этом с увеличением SiO_2 (от 52.5 до 69.4 мас. %) наблюдается уменьшение содержания Al_2O_3 (от 19.9 до 13.9 мас. %) и $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})$ от 14.8 до 7 мас. %. Сумма щелочей варьирует от 3.7 до 6.7 мас. % при концентрациях K_2O от 1.3 до 3.5 мас. %. Породы тонгулакской толщи характеризуются несколько более низкими значениями $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0.34—1.71) относительно метapelитов ильдугемской (0.53—2.26) и корумбы-айринской

(0.46—2.43) толщ, однако различие это незначительно.

Редкоземельный состав изученных пород оказался также однотипен. Для пород тонгулакской, ильдугемской и корумбы-айринской толщ курайского комплекса характерны однотипные асимметричные спектры распределения РЗЭ, подобные спектру PAAS ([Taylor, McLennan, 1985], рис. 8), однако характеризующиеся некоторым обеднением легкими лантаноидами и более пологим наклоном спектров $(\text{La}/\text{Yb})_N = 4.2\text{—}8.4$ по сравнению с таковым для PAAS, равным 9.2). Отрицательная европиевая аномалия также выражена отчетливо (см. рис. 8). Для тонгулакской толщи $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.80\text{—}0.84$, для ильдугемской — 0.54—0.74, для корумбы-айринской — 0.64—0.76 (для сравнения — в постархейском глинистом сланце $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.66$).

Мультиэлементные диаграммы для пород всех толщ также однотипны, демонстрируя несколько пониженный относительно PAAS уровень концентраций большинства несовместимых элементов, отчетливые минимумы по Ba, Sr, Nb, Ta и Ti.

Для изучения изотопного состава Nd были отобраны биотит-амфиболовый сланец тонгулакской толщи Sh-224, два образца сланцев ильдугемской толщи (гранат-биотитовый 8-07-35/5 и био-

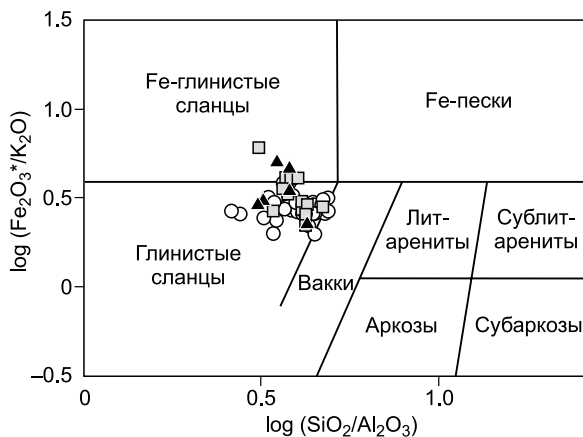


Рис. 3. Классификационная диаграмма М.М. Хирона [Herron, 1988] для метapelитов курайского комплекса.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

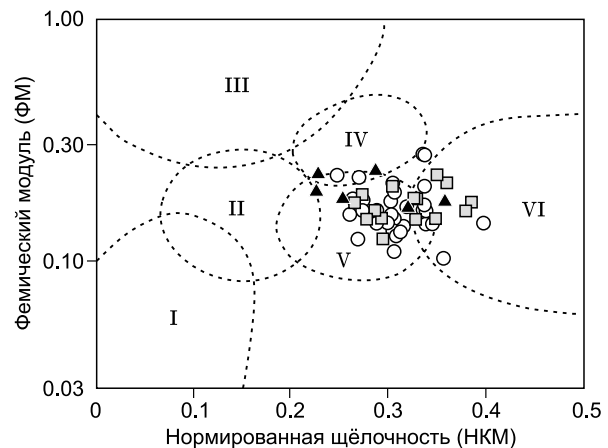
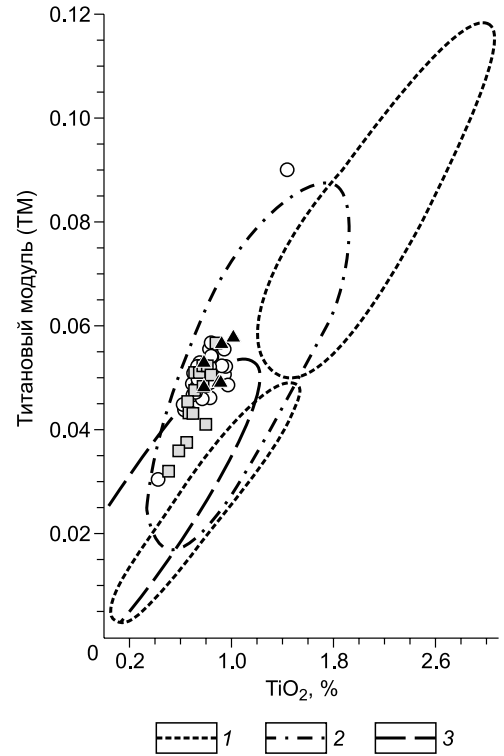


Рис. 4. Модульная диаграмма для систематики глинистых пород [Юдович, Кетрис, 2000].

Масштаб для ФМ логарифмический. Главные литохимические типы глинистых пород: I — в составе глинистого вещества доминирует каолинит; II — в составе глинистого вещества доминирует монтмориллонит, меньше каолинита, в подчиненных количествах может присутствовать гидрослюда; III — в составе глинистого вещества доминирует хлорит, с подчиненной примесью железистых гидрослюдов; IV — стандартная двухкомпонентная смесь хлорит + гидрослюда; V — стандартная трехкомпонентная смесь хлорит + монтмориллонит + гидрослюда (\pm смешанослойные минералы ряда монтмориллонит—гидрослюда и более редкого ряда хлорит—гидрослюда); VI — глинистые гидрослюдистые породы, содержащие значительную примесь дисперсных частиц полевых шпатов. Усл. обозн. см. на рис. 2.

Рис. 5. Диаграмма TiO_2 —ТМ для разделения глинистых отложений [Юдович, 1981].

Поля преобладающих типов глинистых отложений: 1 — каолиновые; 2 — существенно гидрослюдистые; 3 — существенно монтмориллонитовые. Усл. обозн. см. на рис. 2.



титовый 8-07-35/10) и биотит-кордиеритовый сланец корумбы-айринской толщи А-019. Результаты изотопных исследований приведены в таблице 3. Значения параметра $\epsilon_{Nd}(T)$ в пересчете на возраст метаморфизма кианит-силлиманитового типа (444 млн лет) составили для пород тонгулакской толщи -5.4 , ильдугемской -4.5 и -2.6 , корумбы-айринской -3.5 . Модельные Nd-возрасты $T_{Nd}(DM-2)$ составили соответственно 1.6, 1.4—1.6, и 1.5 млрд лет. Таким образом, для пород ильдугемской и корумбы-айринской толщ изотопный состав Nd (с учетом вариаций) идентичен. Изученный образец сланца тонгулакской толщи характеризуется менее радиогенным составом Nd (и, соответственно, более древним модельным возрастом), однако наблюдаемые различия не являются строго достоверными в рамках точности данного метода (± 100 млн лет). Таким образом, значимых различий в источниках терригенного материала не установлено.

В целом же, по результатам Sm-Nd изотопных исследований, усредненный возраст образования коровых протолитов, сформировавших метаморфические породы Курайского блока, отвечает среднему рифею (1.4—1.6 млрд лет), что соответствует модельным Nd возрастам метаморфических пород южно-чуйского метаморфического комплекса [Крук и др., 2013] и кембро-ордовикских осадочных толщ горноалтайской серии в южной части Горного Алтая [Крук и др., 2010].

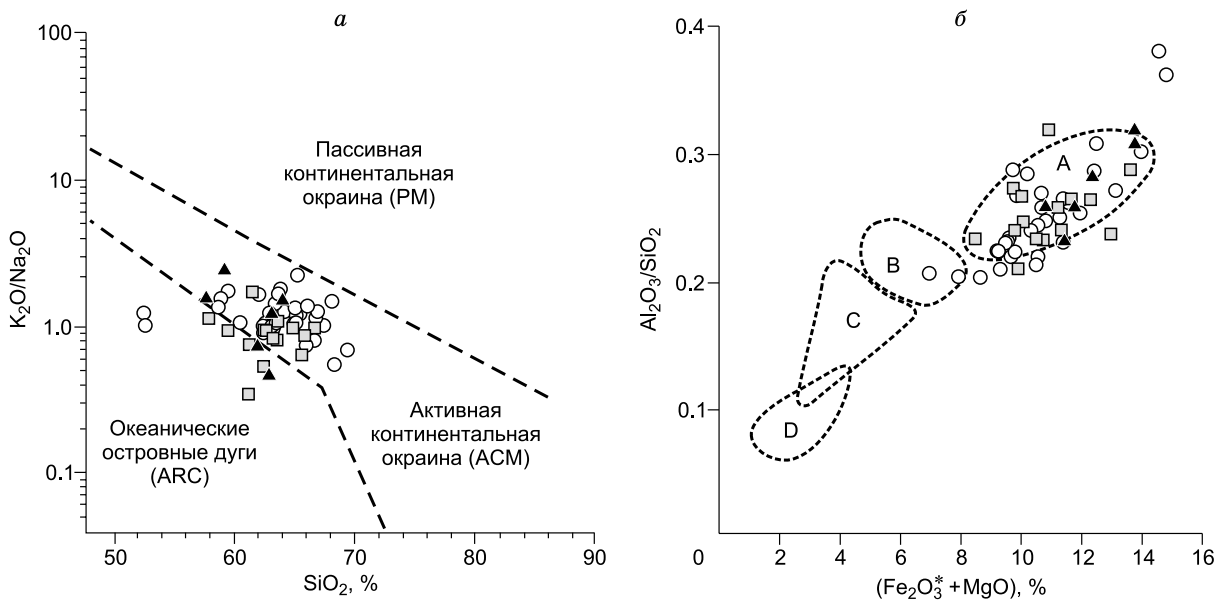


Рис. 6. Положение точек составов метапелитов курайского комплекса на дискриминационных диаграммах.

a — диаграмма SiO_2 — K_2O/Na_2O [Roser, Korsch, 1986] для определения тектонических обстановок формирования метапелитов курайского комплекса;

b — диаграмма $(Fe_2O_3^* + MgO)$ — Al_2O_3/SiO_2 [Bhatia, 1983].

Поля, характеризующие породы из различных тектонических обстановок: А — океанические островные дуги; В — континентальные островные дуги; С — активная континентальная окраина; D — пассивная континентальная окраина.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

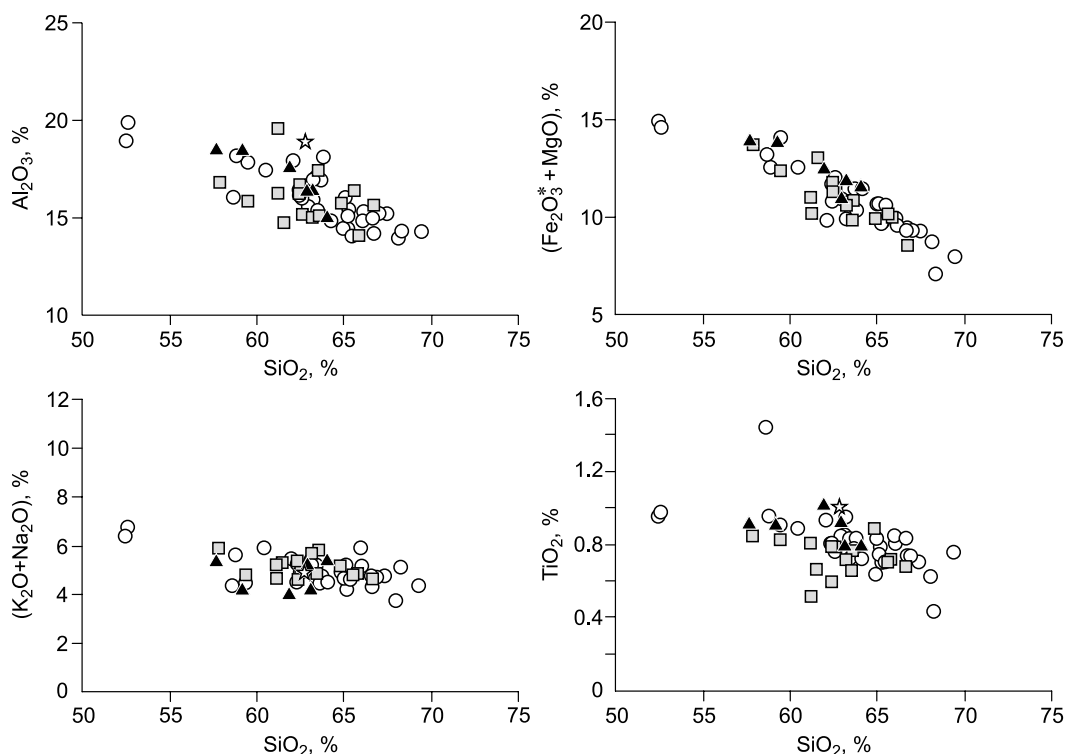


Рис. 7. Вариационные диаграммы А. Харкера [Harker, 1909] для метапелитов курайского комплекса.

Звездочкой показан состав постархейского глинистого сланца, PAAS [Taylor, McLennan, 1985]. Усл. обозн. см. на рис. 2.

Амфиболиты (метабазиты) и биотит-амфиболовые сланцы и гнейсы. Изучение составов пород, содержащих кальциевые темноцветные минералы, проводилось на основе авторской коллекции и опубликованных данных [Родыгин, 1968]. Общий объем выборки составил 51 пробу. Представительные анализы пород приведены в табл. 4.

Как указано выше, амфиболсодержащие разности разделяются на две подгруппы. Первая подгруппа пород по содержанию кремнезема ($\text{SiO}_2 = 44\text{—}53$ мас. %) соответствует базальтам и андезибазальтам (см. табл. 4). Петрографически она представлена меланократовыми амфиболитами, состоящими из роговой обманки (до 80 %), плагиоклаза (20—40 %) и кварца (обычно не более 2 %). В некоторых образцах отмечены реликты пироксена. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, магнетитом. Химический состав этих пород характеризуется содержаниями $\text{TiO}_2 = 0.3\text{—}2.8$ мас. %, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11.2\text{—}18.5$ мас. %, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.05\text{—}0.3$ мас. %. С повышением содержаний MgO уменьшаются содержания TiO_2 и Fe_2O_3^* .

Таблица 3. Результаты исследований изотопного состава Nd в метаморфических сланцах и гнейсах курайского комплекса

| № пробы | Порода | Толща | Sm | Nd | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (+2σ) | $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ | Возраст, млн лет | $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ | $T_{\text{Nd}}(\text{DM}),$ млн лет | $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2),$ млн лет |
|------------|-----------------------------|-----------------|-----|------|-----------------------------------|--|---------------------------|---------------------|---------------------------|--|--|
| | | | г/г | | | | | | | | |
| Sh-224 | Биотит-амфиболовый сланец | Тонгулакская | 3.9 | 17.8 | 0.138 | 0.512193 ± 7 | -8.7 | 444 | -5.4 | 1945 | 1644 |
| 8-07-35/5 | Гранат-биотитовый сланец | Ильдугемская | 8.9 | 44.1 | 0.127 | 0.512205 ± 6 | -8.4 | 444 | -4.5 | 1668 | 1571 |
| 8-07-35/10 | Биотитовый сланец | » | 5.4 | 27.7 | 0.124 | 0.512292 ± 8 | -6.7 | 444 | -2.6 | 1460 | 1415 |
| A-019 | Биотит-кордиеритовый сланец | Корумбайринская | 5.0 | 26.0 | 0.121 | 0.512239 ± 9 | -7.8 | 444 | -3.5 | 1500 | 1487 |

Примечание. Концентрации Nd и Sm определены методом ICP-MS.

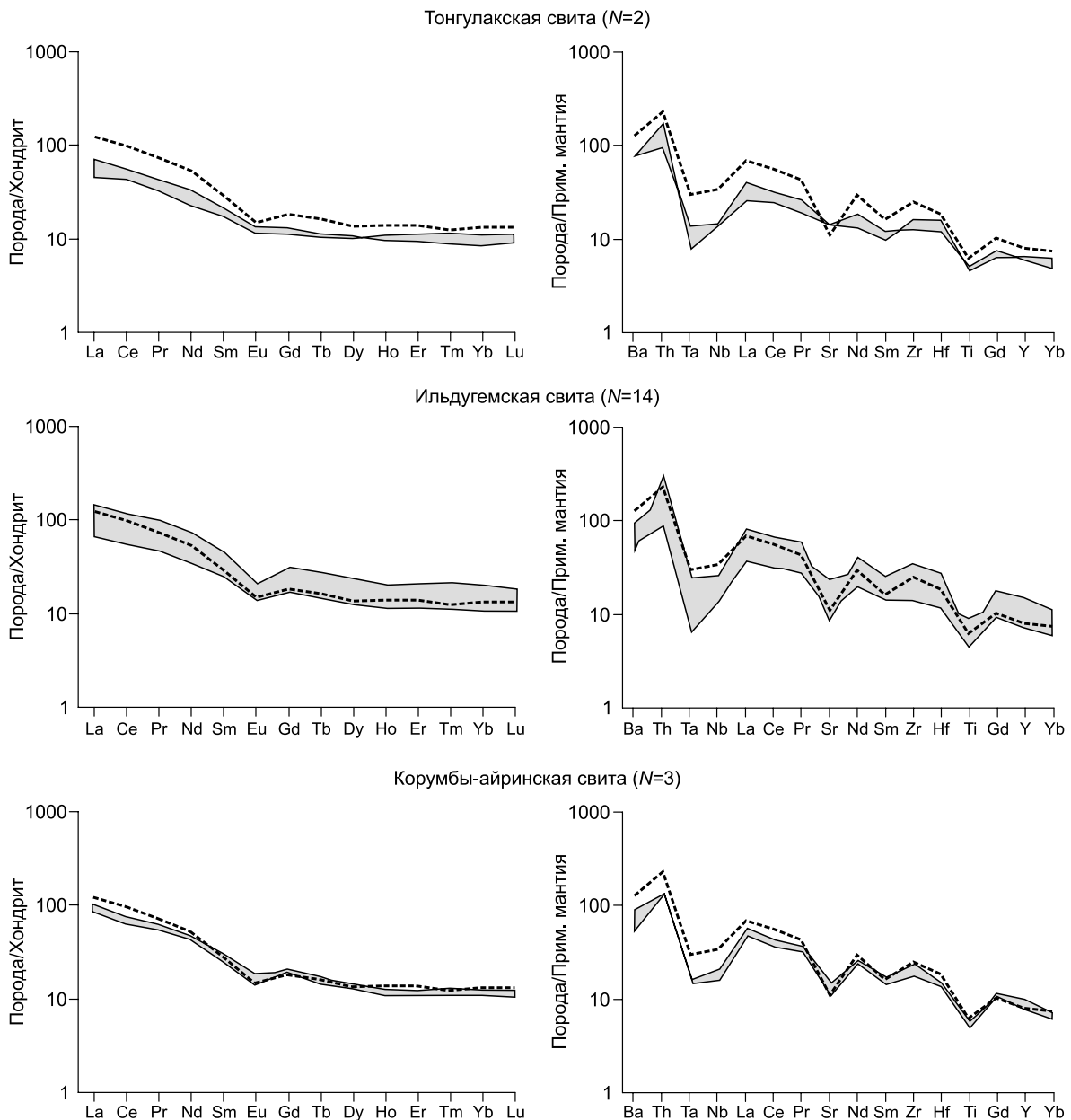


Рис. 8. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для метапелитов курайского комплекса.

Здесь и далее спектры распределения РЗЭ нормированы по составу хондрита [Boynnton, 1984], мультиэлементные диаграммы — по составу примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985]. Штриховая линия — состав постархейского глинистого сланца (PAAS).

Вторая подгруппа, характеризующаяся содержаниями $\text{SiO}_2 = 53\text{—}66$ мас. %, включает биотит-амфиболовые сланцы и гнейсы, состоящие из плагиоклаза, кварца, амфибола (роговой обманки) и биотита. Из аксессуарных минералов отмечены турмалин, апатит и сфен. С увеличением SiO_2 наблюдается уменьшение содержаний $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})$ от 16 до 6.8 мас. %. Сумма щелочей варьирует от 3.2 до 7.4 мас. % при концентрациях K_2O от 0.8 до 3.9 мас. %.

На диаграмме Б. Муана и Н. де ля Роша [Moine, La Roche, 1968], предназначенной для разделения пара- и ортоамфиболитов, точки составов пород данной группы формируют два поля (рис. 9), одно из которых (амфиболиты) располагается в полях II и III (основные изверженные породы), а другое (биотит-амфиболовые сланцы и гнейсы) — вблизи границы полей IV (средние изверженные породы, песча-

Таблица 4. Содержания петрогенных компонентов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/г) в представительных пробах амфиболитов и биотит-амфиболовых сланцев и гнейсов курайского комплекса

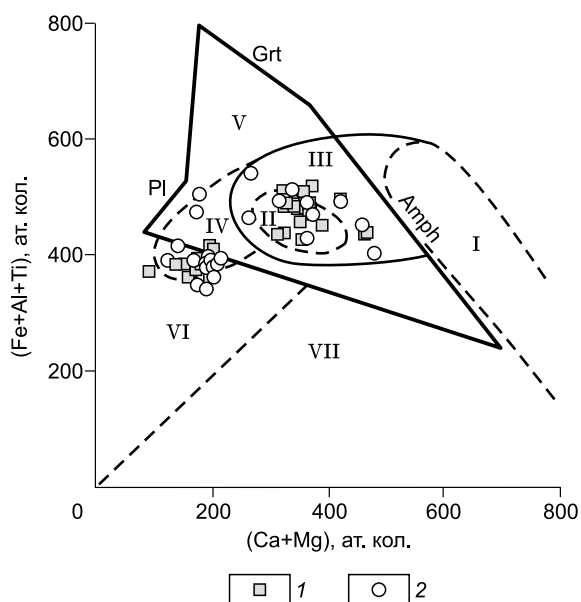
| Ком- понент | 7-765 | 8-09-86 | Sh-206/1 | A-065 | 8-09-101/9 | 8-09-101/4 | A-058 | 8-09-101/3 | Sh-216 | BC-630/14 | SH-224 | A-040 | A-015/2 | 8-09-87/1 |
|----------------------------------|--------|---------|----------|--------|------------|------------|--------|------------|--------|-----------|--------|-------|---------|-----------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
| | I | III | | | II | III | | I | III | | II | III | | |
| SiO ₂ | 44.34 | 47.02 | 47.22 | 48.20 | 48.28 | 49.25 | 49.55 | 51.61 | 45.76 | 63.01 | 63.37 | 64.27 | 64.76 | 65.97 |
| TiO ₂ | 2.56 | 1.89 | 1.67 | 1.17 | 2.04 | 1.66 | 1.21 | 1.68 | 1.43 | 0.75 | 0.74 | 1.11 | 0.75 | 0.62 |
| Al ₂ O ₃ | 12.79 | 13.60 | 13.20 | 13.10 | 13.60 | 15.45 | 15.46 | 12.40 | 15.32 | 14.80 | 14.10 | 15.43 | 13.91 | 13.45 |
| Fe ₂ O ₃ * | 18.66 | 15.05 | 15.21 | 14.23 | 15.30 | 12.94 | 12.95 | 12.77 | 13.70 | 6.53 | 6.99 | 5.14 | 6.30 | 5.89 |
| MnO | 0.27 | 0.20 | 0.22 | 0.21 | 0.23 | 0.19 | 0.17 | 0.20 | 0.33 | 0.11 | 0.12 | 0.03 | 0.12 | 0.14 |
| MgO | 7.47 | 6.85 | 7.78 | 7.94 | 6.34 | 6.32 | 5.95 | 6.98 | 8.55 | 4.16 | 4.08 | 1.68 | 3.52 | 3.49 |
| CaO | 10.48 | 9.97 | 9.78 | 10.84 | 10.36 | 9.41 | 10.00 | 10.20 | 11.80 | 4.39 | 4.01 | 5.44 | 6.11 | 4.98 |
| Na ₂ O | 2.37 | 2.97 | 2.91 | 2.63 | 2.51 | 3.48 | 3.06 | 2.40 | 1.22 | 2.33 | 2.55 | 3.43 | 2.56 | 2.02 |
| K ₂ O | 0.65 | 0.81 | 0.61 | 0.71 | 0.30 | 0.57 | 0.82 | 0.53 | 0.33 | 2.12 | 2.68 | 1.19 | 0.80 | 1.49 |
| П.п.п. | 1.79 | 2.79 | 2.66 | 2.25 | 1.70 | 0.83 | 2.15 | 1.96 | 2.09 | 2.18 | 2.02 | 2.15 | 1.73 | 1.81 |
| P ₂ O ₅ | 0.28 | 0.15 | 0.11 | 0.08 | 0.16 | 0.17 | 0.10 | 0.14 | 0.14 | 0.19 | 0.20 | 0.27 | 0.17 | 0.15 |
| Сумма | 100.42 | 100.26 | 100.29 | 100.22 | 99.80 | 100.28 | 100.29 | 99.89 | 99.70 | 100.57 | 100.86 | 99.80 | 100.73 | 100.01 |
| V | 448 | 368 | 381 | 294 | 399 | He onp. | 273 | He onp. | 273 | 101 | 112 | 65 | 104 | 87 |
| Cr | 87 | 143 | 103 | 172 | 69 | » | 373 | » | 166 | 172 | 226 | 31 | 223 | 178 |
| Co | 53 | 43 | 45 | 48 | 46 | » | 43 | » | 48 | 18 | 20 | 11 | 17 | 16 |
| Ni | 59 | 62 | 69 | 77 | 49 | » | 120 | » | 78 | 83 | 108 | 18 | 83 | 95 |
| Ga | 19 | 18 | 18 | 15 | 18 | » | 16 | » | 18 | 17 | 16 | 17 | 15 | 15 |
| Ge | 2.1 | 2.0 | 2.3 | 1.4 | 1.7 | » | 1.6 | » | 2.9 | 1.3 | 1.7 | 1.4 | 1.2 | 1.8 |
| Rb | 11 | 26 | 16 | 9 | 5 | 13 | 19 | 10 | 7 | 93 | 126 | 41 | 30 | 47 |
| Sr | 129 | 155 | 137 | 125 | 138 | 173 | 141 | 121 | 166 | 263 | 232 | 398 | 378 | 219 |
| Y | 46.0 | 47.4 | 27.7 | 22.5 | 37.8 | 75.9 | 23.8 | 55.3 | 25.4 | 36.0 | 20.1 | 35.5 | 29.6 | 21.7 |
| Zr | 101 | 58 | 64 | 24 | 75 | 96 | 34 | 105 | 70 | 127 | 125 | 459 | 146 | 98 |
| Nb | 5.2 | 9.0 | 1.8 | 2.3 | 3.1 | 18.9 | 2.1 | 8.3 | 5.0 | 8.1 | 7.7 | 19.6 | 8.9 | 6.9 |
| Cs | 0.4 | 0.6 | 0.7 | 0.3 | 0.2 | 0.9 | 0.2 | 0.4 | 0.1 | 4.8 | 8.0 | 2.2 | 1.7 | 2.7 |
| Ba | 101 | 49 | 58 | 82 | 51 | 26 | 126 | 30 | 46 | 322 | 521 | 411 | 184 | 303 |
| La | 7.18 | 7.13 | 3.55 | 3.01 | 5.46 | 4.71 | 4.59 | 5.42 | 5.42 | 32.86 | 21.60 | 28.43 | 33.21 | 22.33 |
| Ce | 19.76 | 18.13 | 10.18 | 8.38 | 14.70 | 15.42 | 10.95 | 15.27 | 13.50 | 59.57 | 42.81 | 63.46 | 65.22 | 43.90 |
| Pr | 3.07 | 2.55 | 1.52 | 1.27 | 2.23 | 2.63 | 1.52 | 2.54 | 1.98 | 7.44 | 5.06 | 7.96 | 7.65 | 5.21 |
| Nd | 15.09 | 11.34 | 7.20 | 5.93 | 10.54 | 13.30 | 6.54 | 12.46 | 8.62 | 27.61 | 17.84 | 28.68 | 28.12 | 19.44 |
| Sm | 4.88 | 3.65 | 2.27 | 1.92 | 3.42 | 4.30 | 2.07 | 4.02 | 2.75 | 5.87 | 3.93 | 7.03 | 6.36 | 4.11 |
| Eu | 1.50 | 1.09 | 0.76 | 0.72 | 1.26 | 1.13 | 0.80 | 1.15 | 1.00 | 1.16 | 1.15 | 2.21 | 1.18 | 1.02 |
| Gd | 5.99 | 4.67 | 3.28 | 2.72 | 4.70 | 6.47 | 2.77 | 5.75 | 3.46 | 5.51 | 3.52 | 6.11 | 4.85 | 3.96 |
| Tb | 1.07 | 0.88 | 0.62 | 0.50 | 0.83 | 1.29 | 0.54 | 1.13 | 0.63 | 0.87 | 0.54 | 0.96 | 0.72 | 0.58 |
| Dy | 7.27 | 6.40 | 4.47 | 3.61 | 5.92 | 8.98 | 3.73 | 7.57 | 4.19 | 5.50 | 3.36 | 6.44 | 4.70 | 3.61 |
| Ho | 1.68 | 1.56 | 1.02 | 0.84 | 1.36 | 2.03 | 0.82 | 1.71 | 0.93 | 1.13 | 0.68 | 1.35 | 0.97 | 0.72 |
| Er | 4.76 | 4.99 | 2.76 | 2.44 | 3.83 | 7.05 | 2.30 | 5.27 | 2.57 | 3.34 | 1.83 | 3.67 | 2.67 | 1.93 |
| Tm | 0.70 | 0.80 | 0.43 | 0.37 | 0.56 | 1.18 | 0.36 | 0.94 | 0.39 | 0.53 | 0.28 | 0.55 | 0.43 | 0.29 |
| Yb | 4.06 | 5.08 | 2.61 | 2.21 | 3.33 | 8.18 | 2.22 | 6.32 | 2.24 | 3.30 | 1.81 | 3.37 | 2.70 | 1.73 |
| Lu | 0.64 | 0.86 | 0.42 | 0.34 | 0.56 | 1.32 | 0.36 | 0.99 | 0.35 | 0.52 | 0.33 | 0.57 | 0.42 | 0.30 |
| Hf | 3.1 | 2.3 | 2.1 | 1.1 | 2.5 | 4.6 | 1.5 | 3.7 | 2.5 | 3.3 | 3.6 | 14.5 | 4.6 | 2.9 |
| Ta | 0.3 | 1.2 | 0.1 | 0.3 | 0.2 | 1.7 | 0.1 | 0.9 | 1.2 | 0.8 | 0.6 | 0.7 | 0.5 | 0.7 |
| Th | 0.2 | 4.0 | 0.2 | 0.2 | 0.3 | 1.7 | 0.3 | 4.3 | 0.7 | 5.9 | 5.4 | 7.6 | 11.0 | 5.7 |
| U | 0.9 | 2.9 | 0.4 | 0.3 | 1.3 | 2.2 | 0.9 | 4.8 | 0.7 | 1.8 | 1.3 | 6.5 | 2.0 | 1.4 |

Примечание. 1—9 — амфиболиты (1—8 — тонгулакская толща, 9 — ильдугемская толща); 10—14 — биотит-амфиболовые сланцы и гнейсы (10—13 — тонгулакская толща, 14 — ильдугемская толща). Авторы проб: 1 — М.Л. Куйбида; 2, 5-6, 8, 14 — Н.Н. Крук; 3, 9, 11 — И.В. Кармышева; 4, 7, 12-13 — Я.В. Куйбида; 10 — В.Г. Владимиров.

Рис. 9. Диаграмма Б. Муана и Н. де ля Роша для разделения пара- и ортоамфиболитов [Moine, La Roche, 1968].

Поля [Ефремова, Стафеев, 1985]: I — ультраосновных пород; II, III — основных пород (II — максимальная концентрация составов); IV — средних изверженных пород, а также песчано-глинистых граувакк и пелитовых туфов; V — туфогенных песчаников, мономиктовых и полимиктовых песчаников (граувакк и известковистых туфов); VI — глин, аргиллитов, алевролитов, аркозовых и мергелистых песчаников; VII — глинистых, доломитовых и известковистых мергелей.

Замкнутой ломаной линией ограничена область устойчивости амфиболитов и гранатовых амфиболитов. Границы проведены по линиям переменных составов граната (Grt), роговой обманки (Amph) и плагиоклаза — олигоклаз-андезина (Pl). 1 — тонгулакская толща; 2 — ильдугемская толща.



но-глинистые граувакки и пелитовые туфы) и VI (глины, аргиллиты, алевролиты, аркозовые и мергелистые песчаники).

Точки составов амфиболитов (метабазитов)

Курайского блока на классификационной диаграмме $Al_2O_3-(FeO + Fe_2O_3 + TiO_2)-MgO$ [Jensen, 1976] попадают в поля высокожелезистых и высокомагнезиальных базальтов толеитовой серии (рис. 10, а). Один анализ с высоким содержанием MgO (12—13 мас. %) располагается в поле базальтовых коматититов. По соотношениям концентраций малоподвижных при метаморфизме элементов (Ti, Y, Zr, Nb) метабазиты соответствуют породам нормальной щелочности (рис. 10, б, в).

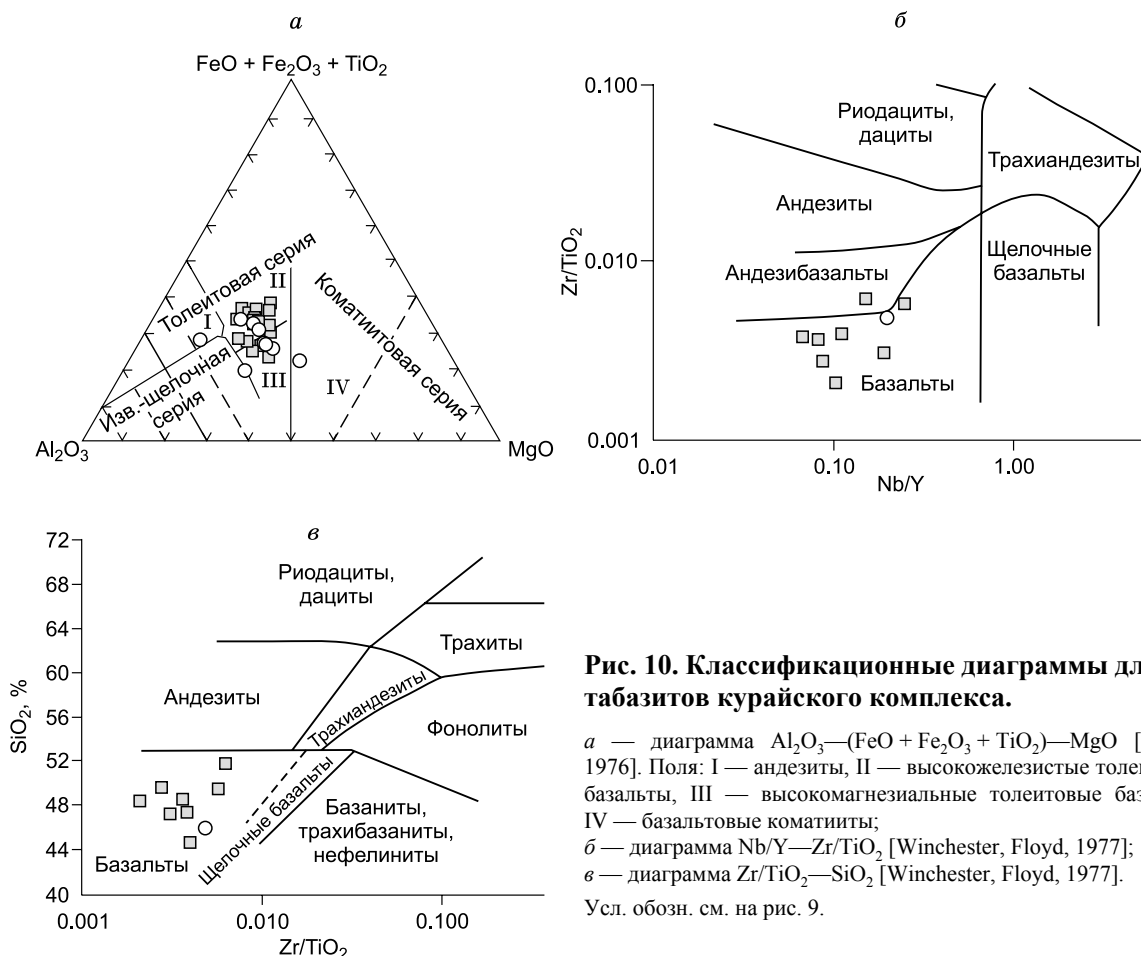


Рис. 10. Классификационные диаграммы для метабазитов курайского комплекса.

а — диаграмма $Al_2O_3-(FeO + Fe_2O_3 + TiO_2)-MgO$ [Jensen, 1976]. Поля: I — андезиты, II — высокожелезистые толеитовые базальты, III — высокомагнезиальные толеитовые базальты, IV — базальтовые коматититы;

б — диаграмма Nb/Y—Zr/TiO₂ [Winchester, Floyd, 1977];

в — диаграмма Zr/TiO₂—SiO₂ [Winchester, Floyd, 1977].

Усл. обозн. см. на рис. 9.

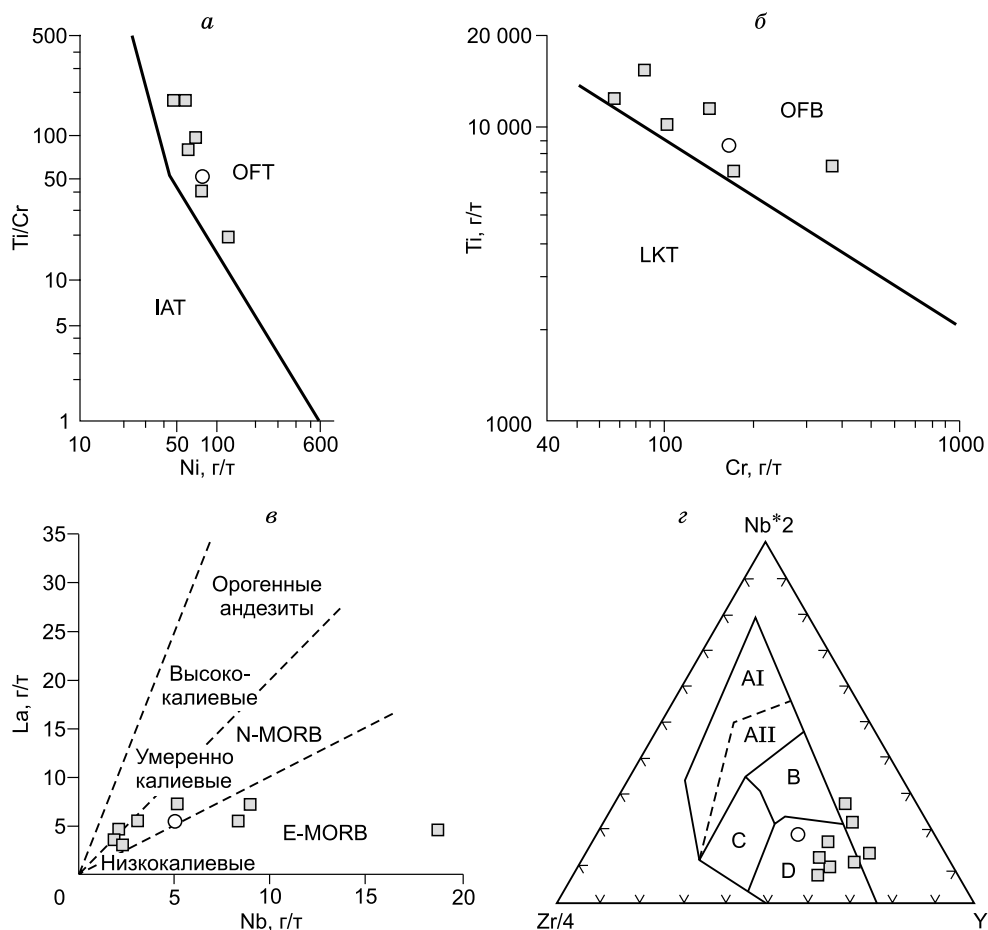


Рис. 11. Дискриминационные диаграммы для метабазальтов курайского комплекса.

a — диаграмма Ni—Ti/Cr [Beccaluva et al., 1979]. OFT — толеитовые базальты океанического дна; IAT — толеитовые базальты островных дуг. *б* — диаграмма Cr—Ti для разделения океанических базальтов и низкокальциевых толеитовых базальтов островных дуг [Pearce, 1975]. OFB — базальты океанического дна; LKT — низкокальциевые толеитовые базальты островных дуг. *в* — диаграмма Nb—La [Gill, 1981]. *г* — диаграмма Zr—Nb—Y [Meschede, 1986]. AI — внутриплитные щелочные базальты; AII — внутриплитные щелочные базальты и толеиты; B — базальты срединно-океанических хребтов P-типа (E-MORB); C — внутриплитные толеиты и базальты вулканических дуг; D — базальты срединно-океанических хребтов N-типа (N-MORB).

Усл. обозн. см. на рис. 9.

На диаграммах Ni—Ti/Cr [Beccaluva et al., 1979] и Cr—Ti [Pearce, 1975], используемых для разделения океанических и островодужных толеитовых базальтов (рис. 11, *a, б*), точки составов изученных амфиболитов образуют тренд в поле базальтов океанического дна, а на диаграммах Nb—La [Gill, 1981] и Zr—Nb—Y [Meschede, 1986] (см. рис. 11, *в, г*) располагаются в полях базальтов N- и E-типов MORB (на последней диаграмме часть точек составов метабазальтов с пониженными концентрациями Zr находится за пределами поля типичных составов базальтов).

По уровню содержания и характеру распределения РЗЭ амфиболиты, образованные при метаморфизме океанических базальтов, близки к базальтам N- и E-типов (рис. 12).

Породы второй подгруппы (*биотит-амфиболовые сланцы и гнейсы*) отличаются от изученных метапелитов более высокими содержаниями кальция и в ряде случаев пониженным отношением K_2O/Na_2O . Значения индекса химического выветривания для них несколько ниже ($CIA = 42—51$), чем для изученных метапелитов ($CIA = 51—72$), и хорошо коррелируются с данными $CIA = 45—55$ для гранитов и гранодиоритов [Nesbitt, Young, 1982]. Значения SiO_2/Al_2O_3 , используемые для определения зрелости осадков, в изученных пробах биотит-амфиболовых сланцев (3.3—4.9) аналогичны таковым в метапелитах курайского комплекса (2.6—4.9, см. табл. 1), что соответствует магматическим породам и свидетельствует о незначительном фракционировании материала в процессе транспортировки и осаднения [Roser et al., 1996].

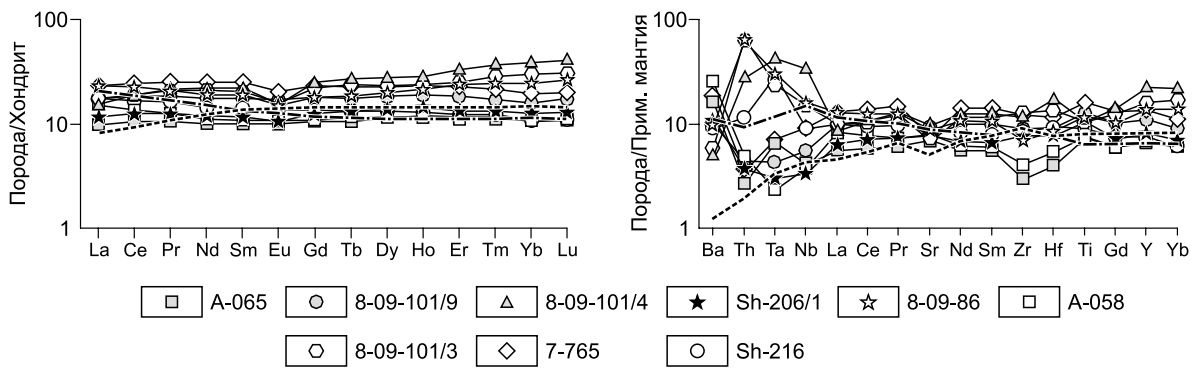


Рис. 12. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для метабазитов курайского комплекса.

Штриховая линия — состав базальтов N-MORB, штрихпунктирная линия — E-MORB [Sun, McDonough, 1989].

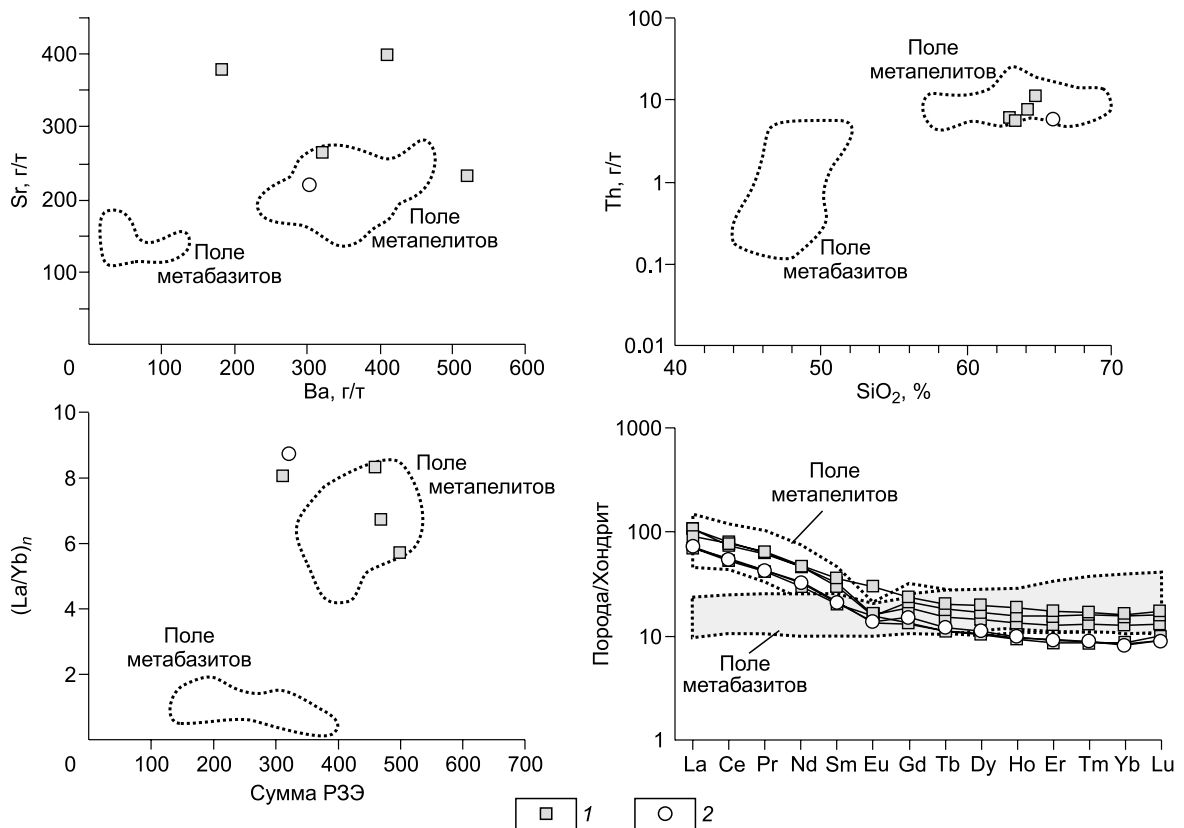


Рис. 13. Геохимические диаграммы, иллюстрирующие специфику составов биотит-амфиболовых сланцев и гнейсов курайского комплекса (пояснения в тексте).

1 — тонгулакская толща; 2 — ильдугемская толща.

На бинарных диаграммах (рис. 13) точки составов биотит-амфиболовых сланцев и гнейсов либо располагаются в поле метapelитов, либо «надстраивают» его в область более низких содержаний SiO_2 . По редкоэлементному составу эти породы также близки к метapelитам (см. табл. 2, 4). Для них характерен однотипный спектр распределения РЗЭ, подобный спектру для PAAS [Taylor, McLennan, 1985], с обеднением легкими лантаноидами и отчетливой отрицательной Eu-аномалией (рис. 14). Форма мультиэлементных спектров также близка к наблюдаемым в метapelитах.

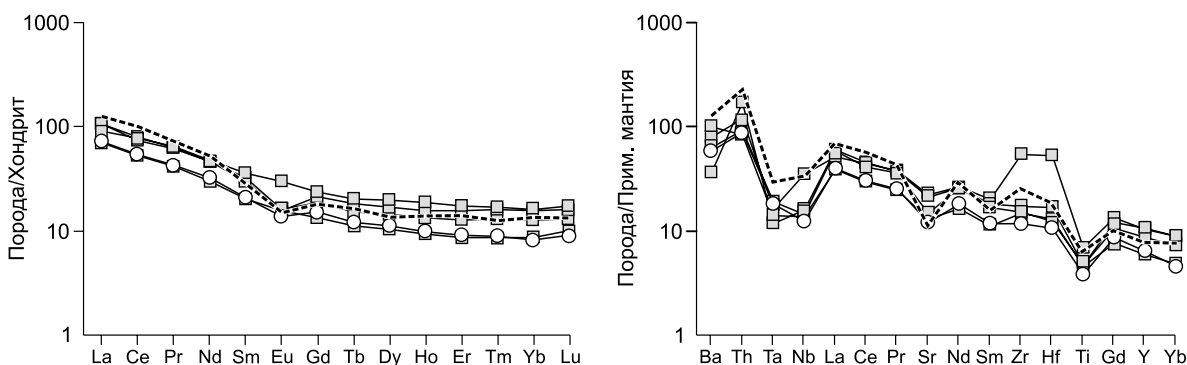


Рис. 14. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для биотит-амфиболовых сланцев и гнейсов курайского комплекса.

См. пояснения к рис. 8.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты проведенных петро-, геохимических и изотопных исследований в совокупности с предшествующими и опубликованными данными позволяют оценить первичную природу метаморфических пород курайского комплекса.

Прежде всего, необходимо подчеркнуть, что проведенный анализ выявил существенное сходство в составах метапелитов тонгулакской, ильдугемской и корумбы-айринской толщ. Они характеризуются близкими содержаниями петрогенных компонентов (на всех диаграммах поля их составов в значительной мере перекрываются), имеют однотипные геохимические характеристики и не различаются по изотопному составу Nd, что, в совокупности, свидетельствует о единстве источников поступления терригенного материала.

Амфиболиты (метабазиты) тонгулакской и ильдугемской толщ также однотипны. По вещественному составу они отвечают океаническим базальтам N- и E-типов. Биотит-амфиболовые сланцы и гнейсы, вероятнее всего, являются продуктами метаморфизма осадочных пород, содержавших значительную примесь слабовыветрелого вулканического материала среднекислого состава.

Приведенные в настоящей статье данные позволяют предположить, что наблюдаемое разнообразие метаморфических ассоциаций тонгулакской, ильдугемской и корумбы-айринской толщ курайского метаморфического комплекса объясняется как неоднородностью состава исходных толщ (базальты, глиноземистые и вулканомиктовые осадки), так и вариациями *P-T* параметров метаморфизма.

Характерной чертой состава изученных метапелитов курайского комплекса являются повышенные (в сравнении с составами верхней континентальной коры и постаршейских глинистых сланцев) содержания фемических элементов (Mg, Fe, Ti) и кальция, пониженные содержания SiO_2 и K_2O . Для редкоэлементного состава характерны пониженные относительно PAAS содержания типоморфных редких элементов, концентрирующихся в процессах внутрикоревой дифференциации (редкие щелочи, высокозарядные элементы), и повышенные содержания переходных элементов. Все это в совокупности с отсутствием среди протолитов Курайского блока типичных пород зрелой континентальной коры (аркозы, литарениты) позволяет утверждать, что метаморфизму подвергались образования коры переходного типа, характерные для раннего палеозоя Горного Алтая.

Сочетание преобладающих по объему терригенных пород с относительно небольшими количествами базальтов, представляющих собой фрагменты океанической литосферы, позволяет предполагать, что протолитами метаморфических пород Курайского блока были комплексы аккреционных клиньев, формирующихся в передовых прогибах островных дуг. Однако результаты датирования детритовых цирконов [Гусев, Шокальский, 2010] указывают на то, что в метаморфизм вовлекались породы с возрастом не древнее среднего кембрия (510 ± 7 млн лет), в то время как островодужный этап эволюции Горного Алтая завершился в конце раннего кембрия [Шокальский и др., 2000; Крук и др., 2010; Метелкин, 2013; Руднев и др., 2013].

Обнаруженный в метасадках Курайского блока широкий спектр возрастов детритовых цирконов (начиная с раннего протерозоя) типичен для кембро-раннеордовикских отложений горноалтайской серии [Gusev et al., 2010]. На Горном Алтае они слагают обширные кембро-ордовикские турбидитовые бассейны, имеющие океаническое основание [Берзин и др., 1994; Kruk et al., 2011] и характеризующие-

ся, в отличие от исключительно «ювенильных» раннекембрийских островодужных пород, широким разнообразием источников сноса [Крук и др., 2010].

Таким образом, происхождение породных ассоциаций курайского комплекса, вероятнее всего, связано с тектонометаморфическим преобразованием фрагмента турбидитового бассейна и его океанического основания, в процессе которого они оказались пространственно совмещены. При этом ранний (кианит-силлиманитовый, 444 ± 9 млн лет) метаморфизм, по-видимому, был связан с коллизионным утолщением коры. Для позднего (андалузит-силлиманитового, 380 ± 7 млн лет) этапа метаморфизма важным энергетическим источником являлись мантийные расплавы. По данным ряда авторов [Ананьев и др., 2000, 2003], основанных на результатах математического моделирования, симметричная метаморфическая зональность курайского комплекса обусловлена привнесением дополнительного тепла в среднюю часть коры при внедрении протяженного габброидного тела с клиновидной кровлей, залегающего в настоящее время на глубине 0.5 км от поверхности. Внедрение магмы контролировалось субвертикальной линейной тектонической зоной и сопровождалось пластическими деформациями вмещающих пород. Подтверждением этой модели является наличие среди метаморфических пород курайского комплекса мелких тел синкинематических лейкогаббро и меланодиоритов, резко отличающихся по составу от описанных выше метабазитов и по возрасту соответствующих позднему этапу метаморфизма (381 ± 3 млн лет, [Куйбида и др., 2009]).

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Курайский метаморфический комплекс представляет собой пакет тектонических пластин, в которых пространственно совмещены породы различной природы и состава. Выделяемые в его пределах подразделения (тонгулакская, ильдугемская и корумбы-айринская толщи) имеют тектоностратиграфическую природу.

2. Формирование всего разнообразия метаморфических пород обусловлено полиметаморфизмом единой, но сложнодеформированной и неоднородной по составу толщи (базальты, глиноземистые и вулканомиктовые осадки).

3. Метапелиты тонгулакской, ильдугемской и корумбы-айринской толщ курайского комплекса различаются по вещественному составу и изотопным характеристикам. Протолиты метапелитов по составу отвечают продуктам размыва коры переходного типа, в то время как метабазиты представляют собой продукт метаморфизма океанических базальтов.

4. Совокупность имеющихся геологических, геохимических и геохронологических данных позволяет утверждать, что образование породных ассоциаций курайского комплекса было связано с тектонометаморфическим преобразованием среднекембрийского-раннеордовикского фрагмента турбидитового бассейна и его океанического основания, в процессе которого оказались пространственно совмещены фрагменты океанического основания и вышележащих осадочных толщ.

ЛИТЕРАТУРА

Ананьев В.А., Полянский О.П., Лепезин Г.Г., Ревердатто В.В. Механизм формирования Тонгулакского метаморфического комплекса (Алтай) // Проблемы геологии и геохимии юга Сибири: Материалы науч. конф., посвященной 110-летию со дня рождения проф. И.К. Баженова, 24—26 октября 2000 г. Томск, Томский гос. ун-т, 2000, с. 103—106.

Ананьев В.А., Полянский О.П., Лепезин Г.Г., Ревердатто В.В. Математическое моделирование формирования метаморфической зональности тонгулакского комплекса (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (4), с. 297—304.

Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 8—28.

Буслов М.М. Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаично-блокового типа (на примере Алтае-Саянского и Восточно-Казахстанского регионов): Автореф. дис. д.г.-м.н. Новосибирск, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1998, 44 с.

Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семанов Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.К. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 49—75.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Полянский О.П., Владимиров В.Г., Бабин Г.А., Руднев С.Н., Анникова И.Ю., Травин А.В., Савиных Я.В., Палесский С.В. Корреляция герцинских деформаций, осадконакопления и магматизма алтайской коллизионной системы как отражение плейт- и плюм-тектоники // Проблемы тектоники Центральной Азии. М., ГЕОС, 2005, с. 277—308.

- Гусев Н.И., Шокальский С.П.** Возраст метаморфических комплексов юго-востока Горного Алтая // Бюл. «Природные ресурсы Горного Алтая», 2010, № 1, с. 72—80.
- Дергунов А.Б.** Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. М., Наука, 1967, 216 с.
- Ефремова С.В., Стафеев К.Г.** Петрохимические методы исследования горных пород: справочное пособие. М., Недра, 1985, 511 с.
- Кетрис М.П.** Петрохимическая характеристика терригенных пород // Ежегодник-1974 Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. М., ВИНТИ, 1976, с. 32—38.
- Кононов А.Н.** Силлиманит Тонгулакского хребта // Вестник Западно-Сибирского и Новосибирского геологических управлений. Томск, 1961, № 2, с. 39—42.
- Крук Н.Н., Руднев С.Н., Владимирова В.Г., Владимирова А.Г., Савиных Я.В., Шокальский С.П., Гусев Н.И.** Гранитоидные батолиты и сдвиговые деформации зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков: Материалы Всероссийской науч. конф., посвященной 10-летию Российского фонда фундаментальных исследований, 1—4 октября 2002 г. Иркутск, Ин-т земной коры СО РАН, 2002, с. 61—63.
- Крук Н.Н., Владимирова А.Г., Руднев С.Н., Владимирова В.Г., Савиных Я.В., Левченко О.А., Ковач В.П., Киреев А.Д.** Внутреннее строение, геодинамическая позиция и U-Pb изотопный возраст Кубадринского гранитоидного батолита (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (6), с. 688—702.
- Крук Н.Н., Владимирова А.Г., Бабин Г.А., Шокальский С.П., Сенников Н.В., Руднев С.Н., Волкова Н.И., Ковач В.П., Серов П.А.** Континентальная кора Горного Алтая: природа и состав протолитов // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 551—570.
- Крук Н.Н., Волкова Н.И., Куйбида Я.В., Гусев Н.И., Демонтерова Е.И.** Природа метаморфических комплексов Горного Алтая // Литосфера, 2013, № 2, с. 20—44.
- Кузнецов В.А.** Чаган-Узунское ртутное месторождение на Алтае // Вестник Зап.-Сиб. геолого-гидрогеодез. треста. Томск, 1934, вып. 5, с. 26—36.
- Кузнецов В.А.** Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области // Труды Горно-геол. ин-та ЗСФАН СССР, 1952, вып. 12, с. 9—43.
- Куйбида Я.В., Владимирова В.Г., Крук Н.Н., Травин А.В.** Основные рубежи тектонической эволюции Курайского блока в раннем-среднем палеозое (Горный Алтай) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2009, вып. 7, т. 1, с. 159—161.
- Лепезин Г.Г.** Условия метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации и уточнение ее верхней границы на примере метаморфического комплекса Тонгулакского хребта (Горный Алтай): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, 1968а, 226 с.
- Лепезин Г.Г.** Новые данные по метаморфическим породам Ильдугемо-Кубадринской зоны смятия (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 1968б (4), с. 61—68.
- Метелкин Д.В.** Кинематическая реконструкция раннекаледонской аккреции на юго-западе Сибирского палеоконтинента по результатам анализа палеомагнитных данных // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (4), с. 500—522.
- Мигдисов А.А.** О соотношении титана и алюминия в осадочных породах // Геохимия, 1960, № 2, с. 149—163.
- Неелов А.Н.** Химическая классификация осадочных пород для изучения метаморфических комплексов докембрия // Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты, 1977, с. 96—105.
- Нехорошев В.П.** Материалы для геологии Горного Алтая // Труды Всесоюзного геол.-развед. объед. НКТП СССР, 1932, вып. 177, 108 с.
- Обручев В.А.** Алтайские этюды. О тектонике Русского Алтая. Землеведение, 1915, кн. 3, 40 с.
- Предовский А.А.** Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, Кол. фил. АН СССР, 1970, 115 с.
- Родыгин А.И.** Докембрий Горного Алтая (Курайский метаморфический комплекс). Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1968, 238 с.
- Руднев С.Н., Бабин Г.А., Ковач В.П., Киселева В.Ю., Серов П.А.** Ранние этапы островодужного плагиогранитоидного магматизма Горной Шории и Западного Саяна // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (1), с. 27—44.
- Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимирова А.Г., Борисов С.М., Гусев Н.И., Токарев В.Н., Зыбин В.А., Дубский В.С., Мурзин О.В., Кривчиков В.А., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Федосеев Г.С., Титов А.В., Сергеев В.П., Лихачев Н.Н., Мамлин А.Н., Котельников Е.И., Кузнецов С.А., Зей-**

Ферт Л.Л., Яшин В.Д., Носков Ю.С., Уваров А.Н., Федак С.И., Гусев А.И., Выставной С.А. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000, 188 с.

Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л., Наука, 1981, 276 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб., Наука, 2000, 479 с.

Юдович Я.Э., Дембовский Б.Я., Кетрис М.П. Геохимические признаки переотложения кор выветривания в ордовикских отложениях Печорского Урала // Ежегодник-1976 Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. Сыктывкар, 1977, с. 133—140.

Beccalova L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites — application to some ophiolites // *Canad. J. Earth Sci.*, 1979, v. 16, № 9, p. 1874—1882.

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // *J. Geol.*, 1983, v. 91, № 6, p. 611—627.

Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies / Ed. P. Henderson // *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam, Elsevier Sci. Publ. Co., 1984, p. 63—114.

Cullers R.L., Chaudhuri S., Kilbane N., Koch R. Rare earths in size fractions and sedimentary rocks of Pennsylvanian—Permian age from the mid-continent of the USA // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1979, v. 43, p. 1285—1302.

Gill J.B. Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin, Springer, 1981, 389 p.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 87, p. 249—265.

Gusev N.I., Kruk N.N., Shokalsky S.P. Ages of detrital and metamorphic zircons from a flysch sequence and gneissic rocks of the Altai-Mongolian terrane (Russian Altai) // *International workshop on geodynamic evolution, tectonics and magmatism of the Central Asian orogenic belt*. Novosibirsk, Publishing House of SB RAS, 2010, p. 33—35.

Harker A. The natural history of igneous rocks. London, Methuen & Co., 1909, 379 p.

Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *J. Sedim. Petrol.*, 1988, v. 58, № 5, p. 820—829.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, p. 137—150.

Jensen L.S. A new method of classifying subalkalic volcanic rocks // *Ontario Division of Mines, Misc. Paper* 66, 1976, 22 p.

Keto L.S., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1987, v. 84, p. 27—41.

Kruk N.N., Rudnev S.N., Vladimirov A.G., Shokalsky S.P., Kovach V.P., Serov P.A., Volkova N.I. Early-Middle Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: implications for continental crust history and magma sources // *J. Asian Earth Sci.*, 2011, v. 42, № 5, p. 928—948.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1989, v. 101, № 5, p. 635—643.

Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // *Chem. Geol.*, 1986, v. 56, № 3—4, p. 207—218.

Moine B., La Roche H. Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique // *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 1968, v. 267, ser. D, № 25, s. 2084—2087.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*, 1982, v. 299, p. 715—717.

Nikolaeva I.V., Palesskii S.V., Koz'menko O.A., Anoshin G.N. Analysis of geologic reference materials for REE and HFSE by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) // *Geochem. Intern.*, 2008, v. 46, № 10, p. 1016—1022.

Panteeva S.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // *Spectrochim. Acta, Part B: Atom. Spectr.*, 2003, v. 58, № 2, p. 341—350.

Pearce J.A. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus // *Tectonophysics*, 1975, v. 25, № 1—2, p. 41—67.

Pin C., Zalduogui J.F.S. Sequential separation of light-rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: application to isotopic analyses of silicate rocks // *Anal. Chim. Acta*, 1997, v. 339, p. 79—89.

Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // J. Geol., 1986, v. 94, № 5, p. 635—650.

Roser B.P., Cooper R.A., Tulloch A.J. Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance and tectonic setting of the lower Paleozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zealand // New Zealand J. Geol. Geophys., 1996, v. 39, № 1, p. 1—16.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Magmatism in the ocean basins // Geol. Soc. Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—345.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its evolution and composition. London, Blackwell, 1985, 312 p.

Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chem. Geol., 1977, v. 20, № 4, p. 325—343.

*Рекомендована к печати 10 апреля 2013 г.
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию
30 ноября 2012 г.*