

УДК 550.93:551.7/.24(571.52+517.3)

## КОНВЕРГЕНТНЫЕ ГРАНИЦЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ В СТРУКТУРЕ КАЛЕДОНИД ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

© 2012 г. И. К. Козаков<sup>1</sup>, Е. Б. Сальникова<sup>1</sup>, В. В. Ярмолук<sup>2</sup>, А. М. Козловский<sup>2</sup>, В. П. Ковач<sup>1</sup>,  
П. Я. Азимов<sup>1</sup>, И. В. Анисимова<sup>1</sup>, В. И. Лебедев<sup>3</sup>, Г. Энжин<sup>4</sup>, Ч. Эрдэнэжаргал<sup>4</sup>, Ю. В. Плоткина<sup>1</sup>,  
А. М. Федосеенко<sup>1</sup>, С. З. Яковлева<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034 Санкт-Петербург, наб. Макарова, д. 2

<sup>2</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,  
119017 Москва, Старомонетный пер., д. 35

<sup>3</sup> Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,  
667007 Республика Тыва, Кызыл, ул. Интернациональная, д. 117а

<sup>4</sup> Институт геологии и минеральных ресурсов академии наук Монголии, Монголия, Улан-Батор, ул. Мира, д. 63  
Поступила в редакцию 24.04.2010 г.

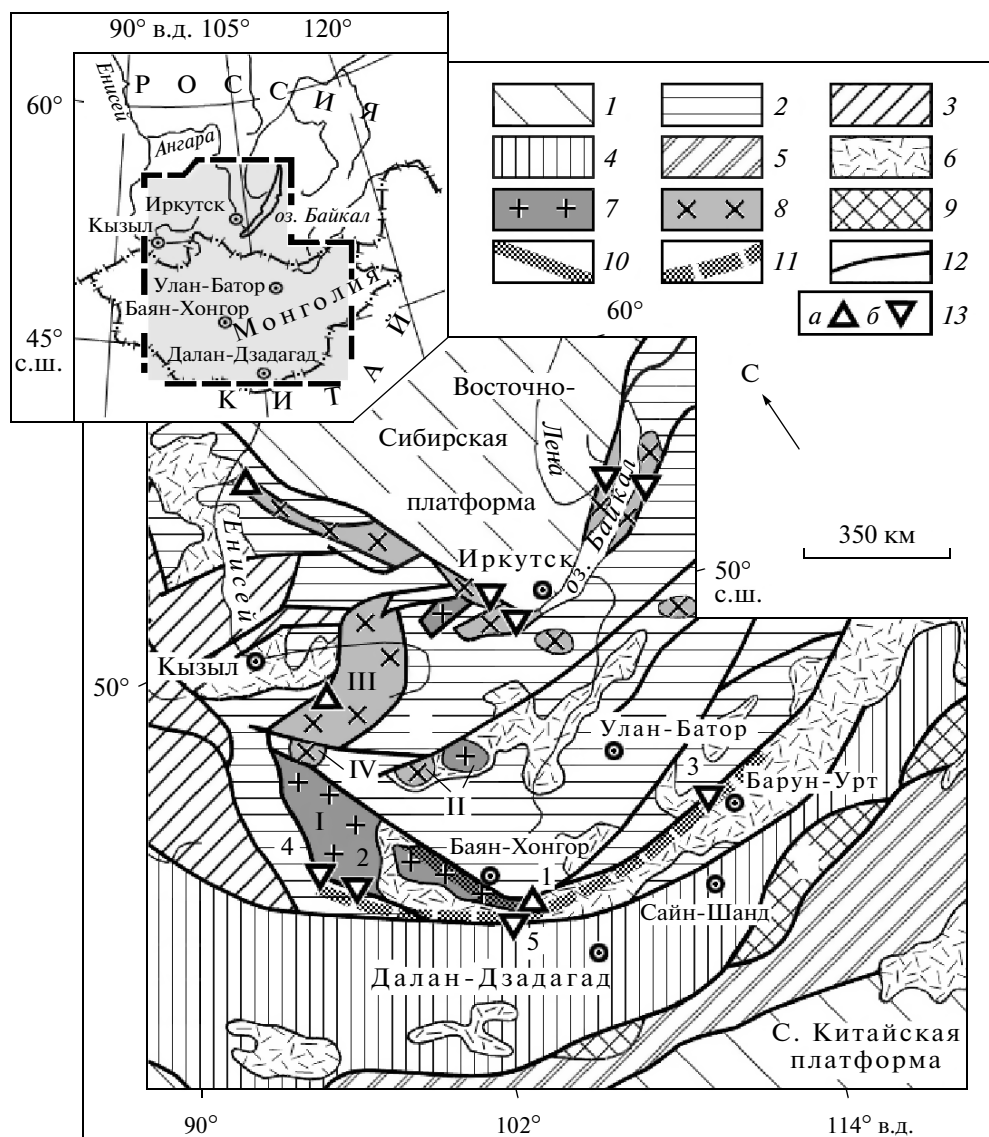
В аккреционно-коллизивной области восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (раннекаледонском супертеррейне Центральной Азии) установлены фрагменты кристаллических комплексов, в которых раннепалеозойскому предшествовал вендский метаморфизм умеренного–повышенного давления. В работе рассмотрена геодинамическая обстановка формирования вендского (~560–570 млн. лет) Южно-Хангайского метаморфического пояса, расположенного в зоне сочленения Байдарикского блока и позднерифейского (~665 млн. лет) офиолитового комплекса Баянхонгорской зоны. Становление пояса отражает образование на рубеже около 570 млн. лет конвергентной границы в обрамлении Дзабханского микроконтинента. В это же время в палеоокеанической области происходило формирование островодужного комплекса. Проявление метаморфизма повышенного давления свидетельствует о том, что в венде в обрамлении континентальных блоков были сформированы структуры с достаточно мощной континентальной корой. Вендский метаморфизм установлен также в Тувино-Монгольском массиве и в Канском блоке Восточного Саяна, что позволяет выделять позднебайкальский этап в развитии раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии, предшествовавший становлению его структуры в позднем кембрии – раннем ордовике. Становление аккреционно-коллизивной структуры раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии сопровождалось в позднем кембрии – ордовике региональным метаморфизмом пониженного давления, который достигал в глубинных сечениях аккреционно-коллизивного сооружения условий гранулитовой фации. Выходы кристаллических комплексов, локализованных в структурах южного обрамления каледонского палеоконтинента, рассматриваются как фрагменты раннепалеозойского Центрально-Монгольского метаморфического пояса.

### ВВЕДЕНИЕ

На рубеже 500 млн. лет произошла аккреция фрагментов континентальных массивов, которые, по-видимому, ранее входили в состав Родинии, с позднерифейскими и венд-раннепалеозойскими океаническими и островодужными комплексами Палеоазиатского океана [2]. В ходе этой аккреции сформировался раннекаледонский супертеррейн Центральной Азии. До недавнего времени в литературе преобладали представления о том, что доаккреционная стадия развития раннекаледонского супертеррейна характеризовалась, главным образом, магматической активностью, сопряженной с энзиматическими островными дугами, а аккреционная стадия стала временем регионального метаморфизма, охва-

тившего в раннем палеозое (в интервале 505–480 млн. лет назад) всю его территорию. В последние годы были получены данные, свидетельствующие о существовании в структурах каледонид более ранних (вендских и раннекембрийских) проявлений метаморфизма [6, 9]. Геологическая позиция таких комплексов оставалась не совсем понятной вследствие фрагментарности их выходов и интенсивной переработки в раннем палеозое.

В статье мы намерены рассмотреть соотношения разновозрастных метаморфических поясов, участвующих в строении каледонид, определить их тектоническую позицию и оценить характер геодинамических процессов, которые привели к их формированию. Статья основана на новых геологических, геохронологических (U-Pb датирование единичных зерен и микронавесок цирко-



**Рис. 1.** Схема положения Южно-Хангайского и Центрально-Монгольского метаморфических поясов в структурах восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса, на основе [8]

1 – древние платформы; 2 – структуры ранних каледонид; 3 – структуры поздних каледонид; 4, 5 – линейные аккреционно-коллизионные пояса: 4 – раннегерцинские, 5 – раннемезозойские (индосинийские); 6 – фанерозойские вулканические пояса; 7–9 – фрагменты континентальных массивов: 7 – с дорифейским основанием (I – Дзбханский микроконтинент, II – Тарбагатайский выступ), 8 – с рифейским основанием (III – Тувино-Монгольский микроконтинент, IV – Сонгинский выступ), 9 – с гетерогенным рифей-раннепалеозойским основанием (V – Южно-Гобийский микроконтинент); 10 – Южно-Хангайский метаморфический пояс; 11 – Центрально-Монгольский метаморфический пояс; 12 – главные тектонические границы; 13 – положение участков, в которых установлено проявление: вендского (а) и раннепалеозойского (б) метаморфизма по [4, 6, 9]. Цифры на схеме – положение датированных участков: 1 – Тацаингольский блок, 2 – Гоби-Алтайский блок, 3 – Амсархалойский блок, 4 – Дарибский блок, 5 – Бага-Богдинский блок [23]

на), Nd изотопных и геохимических данных для пород вендского Южно-Хангайского и раннепалеозойского Центрально-Монгольского метаморфических поясов, а также для сопряженных с ними магматических пород, зафиксировавших характер и время становления соответствующих конвергентных границ (рис. 1).

### Южно-Хангайский метаморфический пояс

Южно-Хангайский метаморфический пояс (ЮХМП) прослеживается с северо-запада на юго-восток на расстояние около 200 км вдоль северного края Байдарикского блока Дзбханского микроконтинента. В современной геологической структуре он расположен вдоль зоны сочленения

Байдарицкого блока с офиолитами Баянхонгорской зоны (БХЗ) (рис. 2).

**Метаморфические комплексы ЮХМП.** В северо-западной части Байдарицкого блока представлены верхнеархейский и нижнепротерозойский кристаллические комплексы, слагающие фундамент Дзабханского микроконтинента [5]. Породы раннедокембрийского фундамента с несогласием перекрыты преимущественно зеленосланцевыми толщами, объединяемыми в ульдзитгольский комплекс. Возраст этих толщ предположительно соответствует среднему рифею или началу позднего рифея. Метатерригенные породы ульдзитгольского комплекса имеют значения Nd модельных возрастов 2.8–2.3 млрд. лет. Наиболее древние значения модельных возрастов устанавливаются вблизи базального горизонта, а влияние более молодого источника сноса проявлено севернее, вблизи зоны сочленения с офиолитами БХЗ.

На большей части выходов ульдзитгольского комплекса уровень метаморфизма не превышает зеленосланцевой фации. Повышение *P–T*-условий регионального метаморфизма в его породах до уровня амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой фациальной серии фиксируется вдоль зоны сочленения с толщами БХЗ. Здесь развиты сланцы с парагенезисами: кианит-ставролит-гранат-биотит-плагиоклаз-кварц и гранат-кианит-мусковит-биотит-плагиоклаз-кварц. Сланцы с указанными парагенезисами прослеживаются с северо-запада на юго-восток от района р. Ульдзит-гол до р. Туин-гол (см. рис. 2). Характерно, что здесь макроскопически видны крупные (иногда более 1 см) кристаллы ставролита и кианита, которые не вовлекаются в более поздние деформации. По мере приближения к базальному кварцитовому горизонту ульдзитгольского комплекса уровень метаморфизма уменьшается. В кристаллических образованиях раннего докембрия указанные метаморфические преобразования и сопряженная с ними складчатость не проявлены [5].

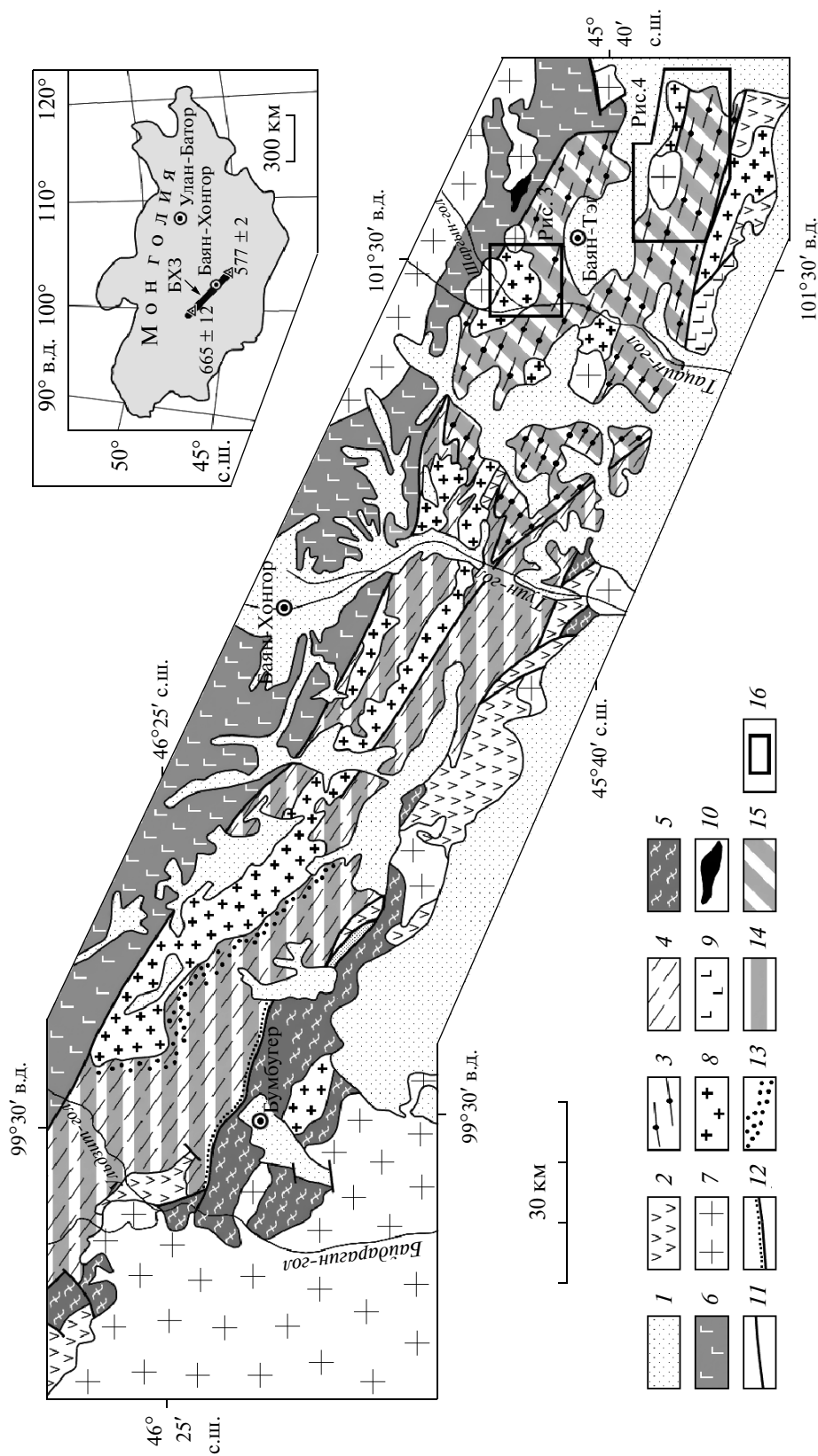
Условия кианитового метаморфизма в зоне амфиболитовой фации определены для пород двух участков (среднего течения рек Ульдзит-гол и Туин-гол) с помощью метода мультиравновесной термобарометрии TWEEQU [19] с использованием программы TWQ 2.02b и базой термодинамических данных [18, 20] по ассоциациям плагиоклаз-кварц-биотит-мусковит-гранат-ильменит-рутил (Ульдзит-гол) и плагиоклаз-кварц-гранат-биотит-кианит-ильменит-рутил (Туин-гол). Для сланцев Ульдзит-гола полученные результаты лежат в диапазоне 570–620°C и 8–10 кбар, для сланцев Туин-гола – в диапазоне 600–650°C и 7–8 кбар.

В юго-восточном направлении в бассейне реки Тацаин-гол и хребте Усгэхийн-нуру глубоко-

метаморфизованные пара- и ортопороды также относились к раннедокембрийскому фундаменту Байдарицкого блока [1, 11]. Однако здесь не установлены архейские и раннепротерозойские возрастные рубежи и аналоги байдаргинского и/или бумбугерского комплексов, что нашло подтверждение и в результатах Nd изотопных исследований [5, 6]. Исходя из этого, развитые здесь кристаллические породы были рассмотрены нами в составе самостоятельного Тацаингольского блока и был выделен одноименный метаморфический комплекс [6].

Для наиболее раннего метаморфизма амфиболитовой фации кианит-силлиманитового типа ( $M_1$ )<sup>1</sup> в тацаингольском комплексе установлена оценка возраста по цирконам кианитсодержащих пегматоидных гранитов и сиенитов  $562 \pm 2$  и  $564 \pm 5$  млн. лет [6]. Однако в породах тацаингольского комплекса проявлен также и более поздний метаморфизм амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии ( $M_2$ ). В глиноземистых гнейсах устанавливаются неравновесные ассоциации, содержащие кианит, ставролит, андалузит и силлиманит. В результате интенсивного проявления наложенных структурно-метаморфических преобразований  $M_2$  структурный план тацаингольского комплекса определяет система разновозрастных тектонических пластин, разделенных субвертикальными зонами расланцевания северо-западного простираения. Именно в этих зонах представлены парагенезисы амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии  $M_2$ . Завершение этого метаморфизма фиксируют пегматоидные граниты, пересекающие ранние северо-западные субвертикальные структуры, которые не вовлекаются в процессы более позднего метаморфизма  $M_2$ . В сдвиговых зонах, связанных с метаморфизмом  $M_2$ , в структурно-метаморфические преобразования вовлечены и более молодые гранитоиды с возрастными  $547 \pm 4$  и  $546 \pm 5$  млн. лет [6]. Последние представляют собой типичные синкинематические образования. Они слагают пластовые тела гнейсовидных кварцевых диоритов, согласных с кристаллизационной сланцеватостью и метаморфической полосчатостью, параллельной осевым поверхностям северо-западных складок, определяющих структуру южного тацаингольского комплекса. Соответственно, можно полагать, что данные гранитоиды фиксируют время проявления метаморфизма  $M_2$  и сопряженных с ним деформаций. Именно в этих сдвиговых зонах устанавливается наложенная ассоциация андалузита с мусковитом или силлиманитом с кордиеритом и

<sup>1</sup> Здесь и далее метаморфизм кианит-силлиманитовой фациальной серии обозначается  $M_1$ , а андалузит-силлиманитовый –  $M_2$ .

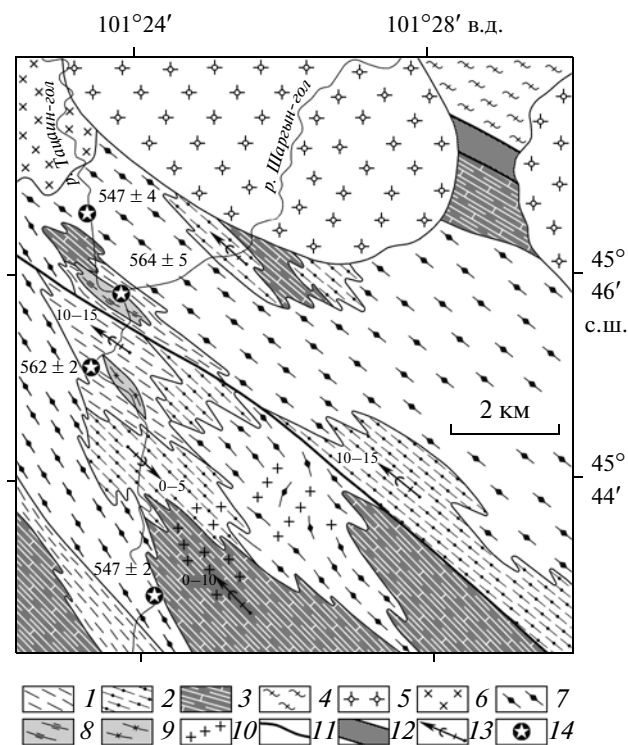


**Рис. 2.** Схема геологического положения кристаллических комплексов Южно-Хангайского метаморфического пояса, с использованием [3, 5, 6, 22, 25] 1 – мезозойские и кайнозойские отложения; 2 – верхне- и среднепалеозойские отложения; 3 – нерасчлененные толщи тацзингского комплекса; 4 – нерасчлененные толщи ульзигтольского комплекса (средний–верхний рифей); 5 – нерасчлененные верхнеархейский (байдрагинский) и нижнепротерозойский (бумбутерский) комплексы основания Дзабханского микроконтинента; 6 – нерасчлененные породы Байанхонгорской зоны офиолитового меланжа; 7–10 – магматические породы: 7 – граниты позднего палеозоя – раннего мезозоя, 8 – габбро-диориты и гранитоиды венда – раннего палеозоя, 9 – габброиды (ранний палеозой?), 10 – габброиды Ханулинского массива (577 ± 2 млн. лет); 11 – тектонические границы, разломы; 12 – установленная зона стратиграфического несогласия в основании ульзигтольского комплекса; 13 – установленные зоны контактового метаморфизма; 14, 15 – области проявления вендского метаморфизма (14) и двух эпизодов вендского и раннепалеозойского метаморфизма (15), 16 – контуры рисунков

гранатом, что определяет  $P-T$ -условия метаморфизма андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Верхнюю возрастную границу метаморфизма  $M_2$  фиксирует комплекс посткинematических гранитоидов различного состава, представленных как жильными, так и массивными телами. Наиболее ранние из них сформированы на рубеже венда и раннего кембрия ( $542 \pm 2$  млн. лет) (неопубликованные данные авторов), что позволяет определить возможный интервал метаморфизма  $M_2$  (550–540 млн. лет). В пределах Тацаингольского блока развиты и более поздние посткинematические палеозойские гранитоиды, для которых предполагается широкий возрастной интервал [1, 21, 25].

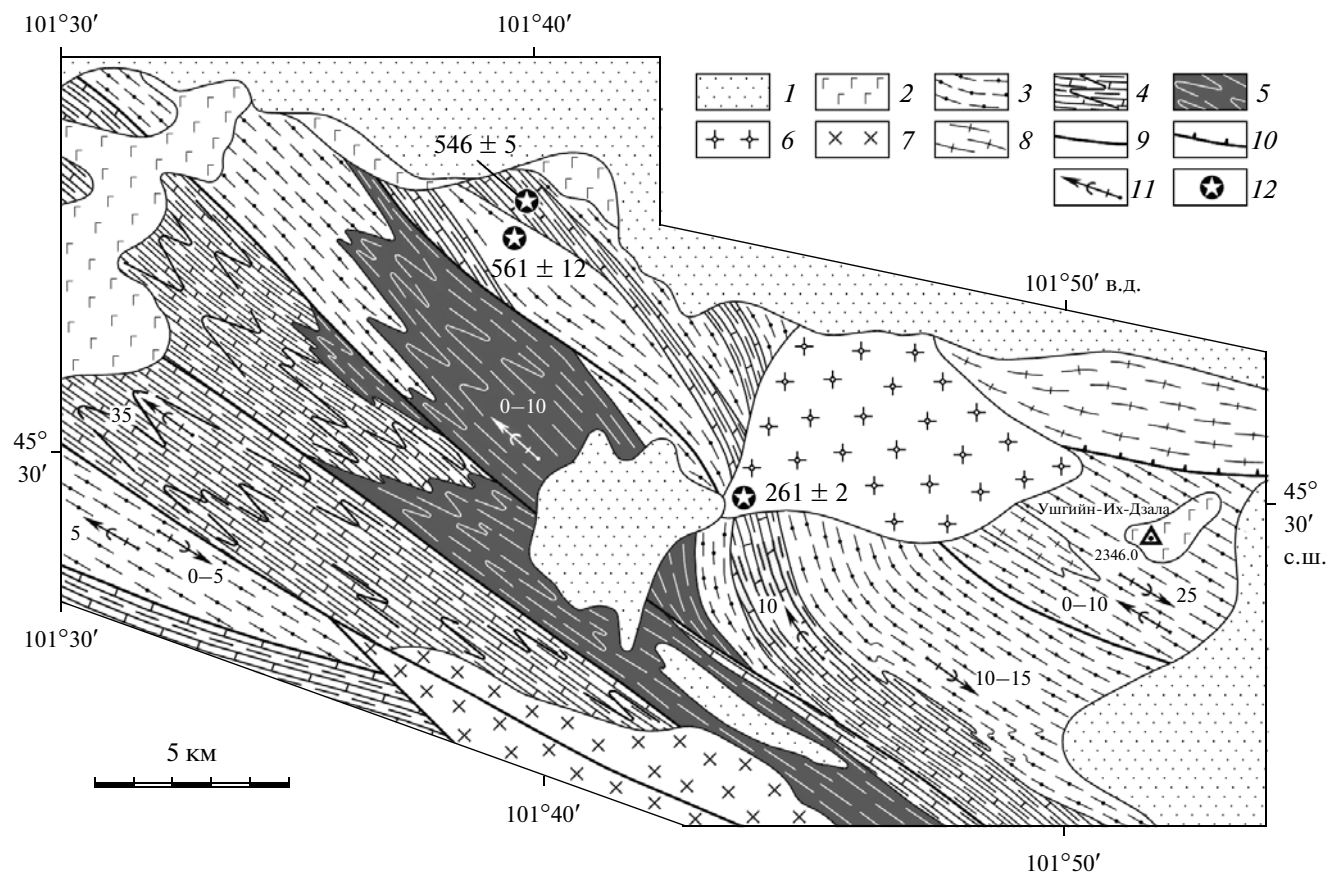
**Магматические комплексы Тацаингольского блока.** Очевидно, что для расшифровки геодинамической природы структурных и метаморфических преобразований Тацаингольского блока ключевое значение имеют магматические породы, синхронные с этими преобразованиями. Здесь выделяются несколько групп интрузивных пород, занимающих различное положение по отношению к процессам регионального метаморфизма.

**Шаргынгольский массив.** В составе Шаргынгольского массива устанавливаются две разновозрастные породные ассоциации. Породы ранней ассоциации слагают небольшие тела метаморфизованных в амфиболитовой фации габброидов и диоритов среди пород тацаингольского комплекса в районе устья реки Шаргын-гол. Для цирконов таких пород установлен возраст  $579 \pm 7$  млн. лет (SHRIMP-II) [22]. Метагабброиды и вмещающие их толщи тацаингольского комплекса прорваны сиенитами (см. рис. 3) с возрастом  $564 \pm 5$  млн. лет. В метаморфических породах тацаингольского комплекса и этих сиенитах установлены дайковые тела диабазов, которые также совместно с вмещающими их породами метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Эти дайки пересекают раннюю метаморфическую полосчатость, связанную с метаморфизмом  $M_1$  и, в свою очередь, вовлекаются в структурно-метаморфические преобразования  $M_2$ . В структурном плане толщи тацаингольского комплекса и ортопороды ранней ассоциации в районе устья р. Шаргын-гол фактически обрамлены породами второй магматической ассоциации Шаргынгольского массива, представленной габбро, диоритами и кварцевыми диоритами, сформированными в гомодромной последовательности (см. рис. 3). Для последних в северной части массива установлен возраст циркона  $547 \pm 4$  млн. лет [6]. В южной части массива габброиды пересекаются телом лейкократовых кварцевых диоритов (проба 6201-1), которые в данной работе являются объектом датирования.



**Рис. 3.** Схема геологического положения Шаргынгольского массива с использованием данных [22, 24] 1–3 – тацаингольский комплекс: 1 – толща биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов, диопсидовых и диопсид-амфиболовых сланцев с телами габбро-амфиболитов ранней ассоциации Шаргынгольского массива, 2 – толща биотитовых, гранат-биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов с телами ортоамфиболитов, 3 – толща переслаивания мраморов, гнейсов, амфиболитов и кварцитов; 4 – зеленосланцевые метавулканы БХЗ (венд – верхний рифей); 5–10 – магматические породы: 5 – субщелочные граниты (229 млн. лет [24]), 6 – массивные гранодиориты (ранний палеозой?), 7 – метаморфизованный диорит-плагиогранитный комплекс поздней ассоциации Шаргынгольского массива, 8 – рассланцованные ранносиениты, завершающие  $M_1$ , 9 – рассланцованные гранодиориты древнее 565 млн. лет, 10 – жильные поля лейкогранитов и пегматоидных гранитов; 11 – сдвиговые зоны; 12 – бластомилониты зоны сочленения Тацаингольского блока и БХЗ; 13 – положение осевых поверхностей и ориентировка шарниров складок; 14 – положение объектов датирования и их возраст в млн. лет

В результате наложения метаморфизма  $M_2$  в породах второй магматической ассоциации также развита кристаллизационная сланцеватость и линейность по роговой обманке. Рассланцевание проявлено неравномерно, наиболее интенсивно оно вдоль сдвиговых зон северо-западного простирания и краевых частей массива. Характерным является присутствие в амфиболовых диоритах и метагабброидах неравномерно распределенных порфиробласт калиевого полевого шпата,



**Рис. 4.** Схема геологического строения тацаингольского комплекса северного склона хребта Усгэхийн-нуру с использованием данных [16]

1 – мезозойские и кайнозойские отложения; 2 – кайнозойские базальты; 3–5 тацаингольский комплекс: 3 – толща биотитовых, гранат-биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов, 4 – толща переслаивания мраморов, гнейсов, амфиболитов и кварцитов, 5 – толща гранатовых амфиболитов с пропластками мраморов; 6–8 – магматические породы: 6 – гранодиориты (пермь), 7 – гранодиориты, трондьемиты (ранний палеозой?), 8 – метаморфизованный диорит-плагиогранитный комплекс (венд?); 9 – субвертикальные сдвиговые зоны; 10 – разломы; 11 – положение осевых поверхностей и ориентировка шарниров складок; 12 – положение объектов датирования и их возраст в млн. лет

как согласных, так и поперечно ориентированных – посткинematических.

Таким образом, внедрение пород ранней ассоциации Шаргынгольского массива происходило до или во время регионального метаморфизма  $M_1$ . Внедрение даек диабазов и пород второй ассоциации происходило в интервале между  $M_1$  и  $M_2$ .

**Постметаморфические гранитоиды** мы разделяем на две группы, породы которых варьируют по составу от кварцевых диоритов до гранитов и сиенитов. Гранитоиды ранней группы сформировались после метаморфизма  $M_1$ , но до метаморфизма  $M_2$ . Они имеют секущие контакты с ранними метаморфическими структурами (сланцеватостью, мигматитовой полосчатостью) и в той или иной степени переработаны при метаморфизме  $M_2$ . Исключением являются гранитоиды, локализованные в реликтовых структурах, в которых практически не проявлены наложенные преобразования  $M_2$ . К таким относятся пегматоид-

ные граниты (проба 6425) северного склона хребта Усгэхийн-нуру (рис. 4), которые слагают полого-ориентированное тело мощностью до 3–4 м и протяженностью более 30 м, пересекающее субвертикальные структуры в толще мигматизированных биотитовых гнейсов и амфиболитов тацаингольского комплекса. Становление этих гранитов происходило после образования северо-западных складок, сопряженных с метаморфизмом амфиболитовой фации. Фактически они фиксируют завершение метаморфизма  $M_1$  в тацаингольском комплексе.

Гранитоиды, внедрившиеся после метаморфизма  $M_2$ , массивные, имеют отчетливые секущие контакты с главными картируемыми структурами тацаингольского комплекса. Как отмечалось, наиболее ранние из них были сформированы на рубеже венда – раннего кембрия ( $542 \pm 2$  млн. лет). Гранитоиды этой группы рассматриваются нами как определяющие верхнюю возрастную границу

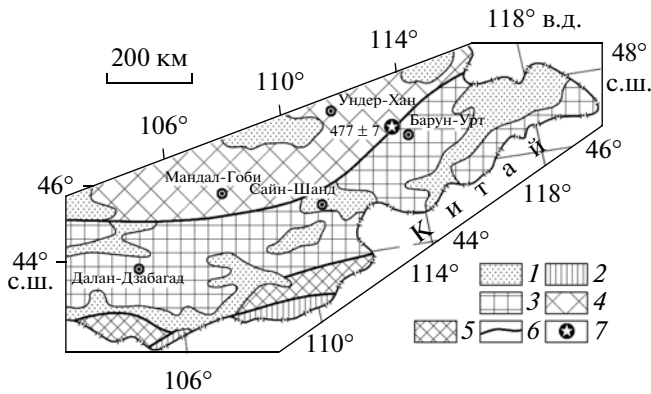


Рис. 5. Тектоническая схема Юго-Восточной Монголии на основе [10, 14]

1 – мезо-кайнозойские депрессии; 2 – зона индосинид Внутренне-Монгольской позднепалеозойской–раннемезозойской системы; 3 – зона ранних герцинид; 4 – зона ранних каледонид Центрально-Монгольского поднятия; 5 – фрагменты Южно-Гобийского микроконтинента; 6 – главные тектонические границы; 7 – положение Амсархалойского блока

интервала метаморфизма  $M_2$ . Для более поздних палеозойских гранитоидов Тацаингольского блока, варьирующихся по составу от диоритов до гранитов, предполагается на основании, главным образом, геологических данных широкий возрастной интервал [1, 22, 25].

**Центрально-Монгольский метаморфический пояс**

Центрально-Монгольский метаморфический пояс (ЦММП) трассирует полоса изолированных выходов глубокометаморфизованных пород, локализованных вдоль зоны сочленения Дзабханского микроконтинента и раннекаледонских структур Долины Озер (участки 1, 2, 4, 5 на рис. 1), а также далее к северо-востоку вдоль южной окраины Центрально-Монгольского микроконтинента. В этой полосе, протягивающейся с запада на восток практически через всю Монголию, выходы установлены в Дарибском, Гоби-Алтайском и Тацаингольском блоках, а в северо-восточном направлении – в Амсархалойском блоке Восточной Монголии (рис. 5). В тектоническом плане ЦММП фиксирует внутреннюю границу каледонид, прослеживающуюся параллельно окраине каледонского палеоконтинента [10, 11].

В кристаллическом комплексе **Дарибского блока** получена оценка возраста метаморфизма гранулитовой фации пониженного давления  $510 \pm 4$  млн. лет [4]. Время проявления второго этапа регионального метаморфизма амфиболитовой фации и складчатости определено в  $490 \pm 4$  млн. лет.

**Гоби-Алтайский блок** расположен в зоне сочленения Дзабханского микроконтинента и Хантайширской подзоны Озерной зоны (рис. 6). Слага-

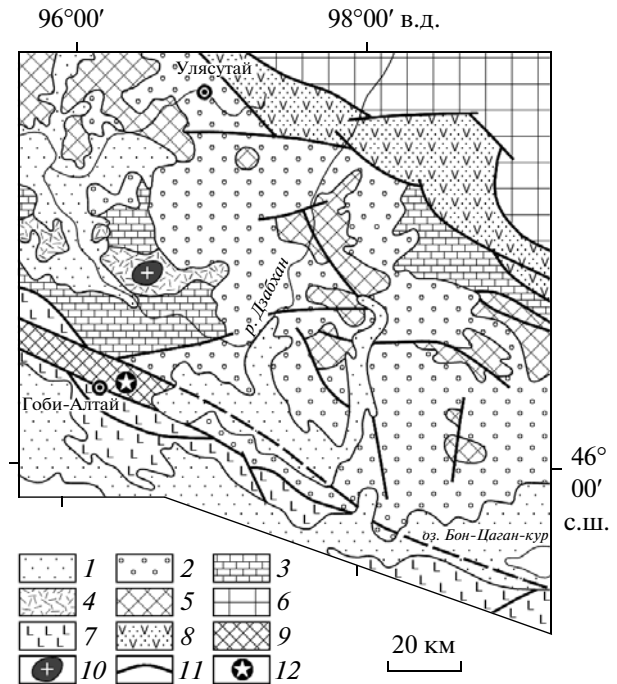
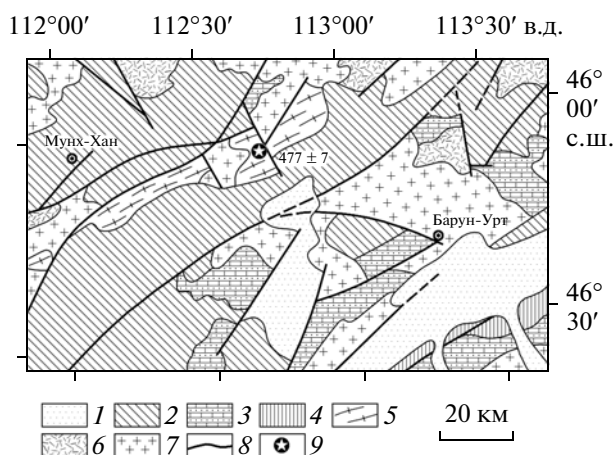


Рис. 6. Схема геологического положения кристаллических комплексов Гоби-Алтайского блока на основе [17].

1 – четвертичные рыхлые отложения; 2–5 – структурно-вещественные комплексы Дзабханского микроконтинента: 2 – нерасчлененные комплексы палеозоя, 3 – карбонатные толщи цаганоломской серии (венд – нижний кембрий), 4 – вулканические толщи дзабханской серии (верхний рифей), 5 – кристаллические комплексы раннего докембрия фундамента Дзабханского микроконтинента; 6 – нерасчлененные толщи Хангайского блока; 7, 8 – островодужные и офиолитовые комплексы (7 – венд – нижний кембрий, 8 – верхний рифей – венд); 9 – кристаллические комплексы Гоби-Алтайского блока; 10 – щелочные граниты ( $755 \pm 5$  млн. лет); 11 – главные тектонические границы; 12 – положение точки датирования

ющие его кристаллические породы рассматривались в составе краевой части фундамента Дзабханского микроконтинента и, соответственно, относились к нижнему докембрию [1, 11]. С другой стороны, эти образования выделялись в качестве самостоятельной Гоби-Алтайской подзоны раннекаледонской Озерной зоны.

В строении этого блока в толще мигматизированных биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов юго-восточной части Гоби-Алтайского блока установлен комплекс синметаморфических гранитоидов. В этом комплексе представлены граниты, слагающие маломощные (0.5–1 м) пластовые тела, пересекающие раннюю сланцеватость и метаморфическую полосчатость и согласные с главной картируемой северо-западной сланцеватостью и мигматитовой полосчатостью. Более поздние розовые аплитовидные гнейсовидные граниты слагают небольшие лин-



**Рис. 7.** Схема геологического положения кристаллических комплексов Амсархалойского блока на основе [1, 11]

1 – четвертичные рыхлые отложения; 2 – нерасчлененные вулканогенно-осадочные отложения мезозоя; 3 – терригенно-карбонатные толщи нижнего и среднего девона; 4 – вулканиты основного-среднего состава венда – нижнего кембрия; 5 – гнейсо-мигматитовый комплекс; 6 – кислые вулканиты (пермь); 7 – массивные граниты (пермь); 8 – тектонические границы, разломы; 9 – положение точки датирования и возраст в млн. лет

зовидные тела, конформные северо-западным структурам. Последние были взяты для оценки возраста наиболее позднего метаморфизма амфиболитовой фации и сопряженных с ним северо-западных структур.

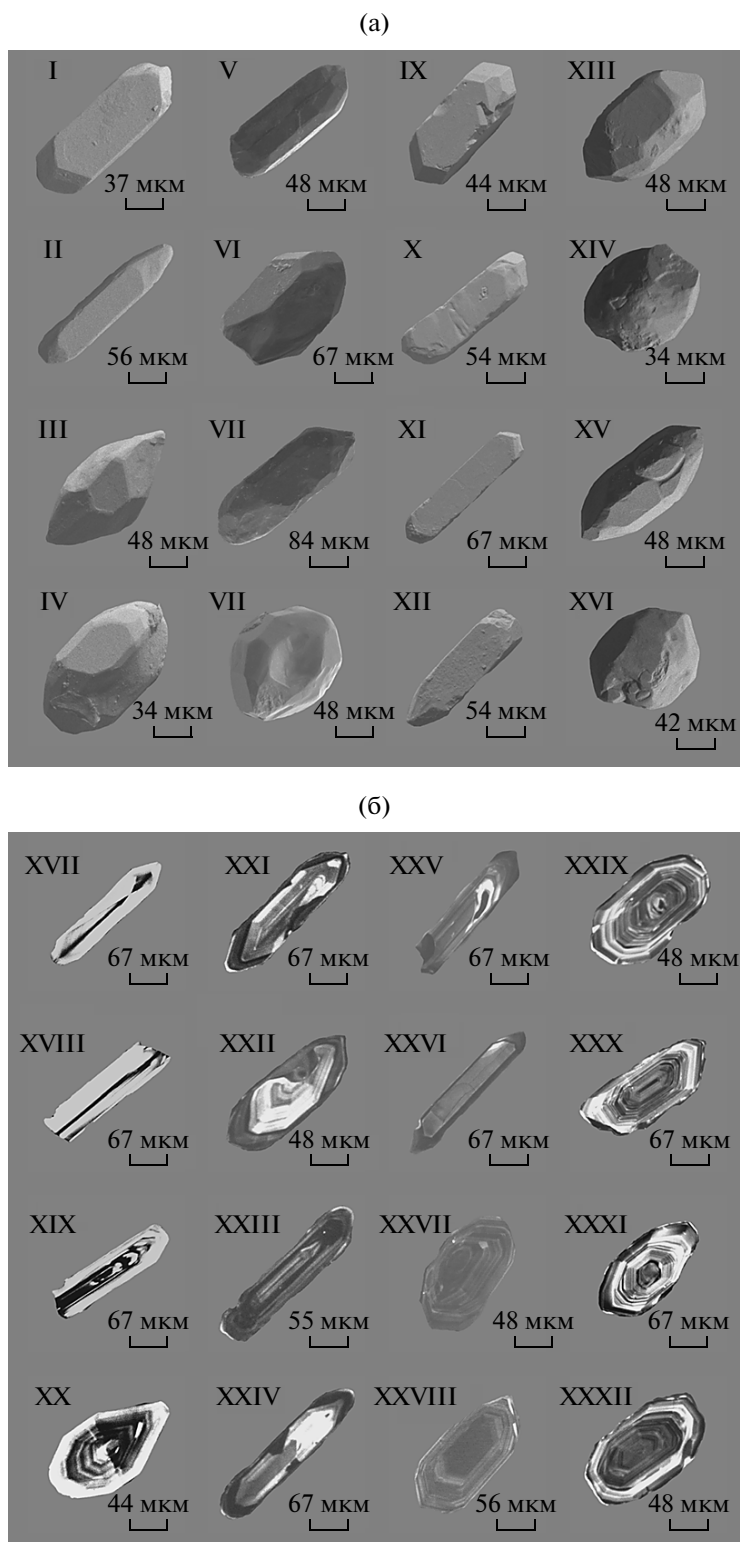
**Амсархалойский блок** кристаллических пород расположен в пределах Восточной Монголии в 60 км к северо-западу от города Барун-Урт (рис. 7). В тектоническом плане он приурочен к окраине каледонского палеоконтинента [10]. В пределах этого блока развиты мигматизированные биотитовые гнейсы с прослоями диопсидовых кристаллических сланцев и мраморов, смятых в лежачие изоклинальные складки с субгоризонтально ориентированными северо-западными ( $280\text{--}290^\circ$ ) шарнирами. В этой толще установлены будинообразные тела синметаморфических монцодиоритов и пегматоидных субщелочных гранитов. Длинные оси этих тел протяженностью 2–5 м ориентированы согласно с шарнирами складок во вмещающих породах. Поверхности контактов этих тел пересекают раннюю мигматитовую полосчатость, при этом на них наложена пологая сланцеватость, параллельная осевым поверхностям лежачих складок. Это рассланцевание происходило в условиях низкотемпературной амфиболитовой фации и не сопровождалось мигматизацией. Можно полагать, что этот комплекс сопряжен с ранним эпизодом метаморфизма амфиболитовой фации, но предшествует более низкотемпературному метаморфизму.

### Результаты U-Pb геохронологических исследований циркона

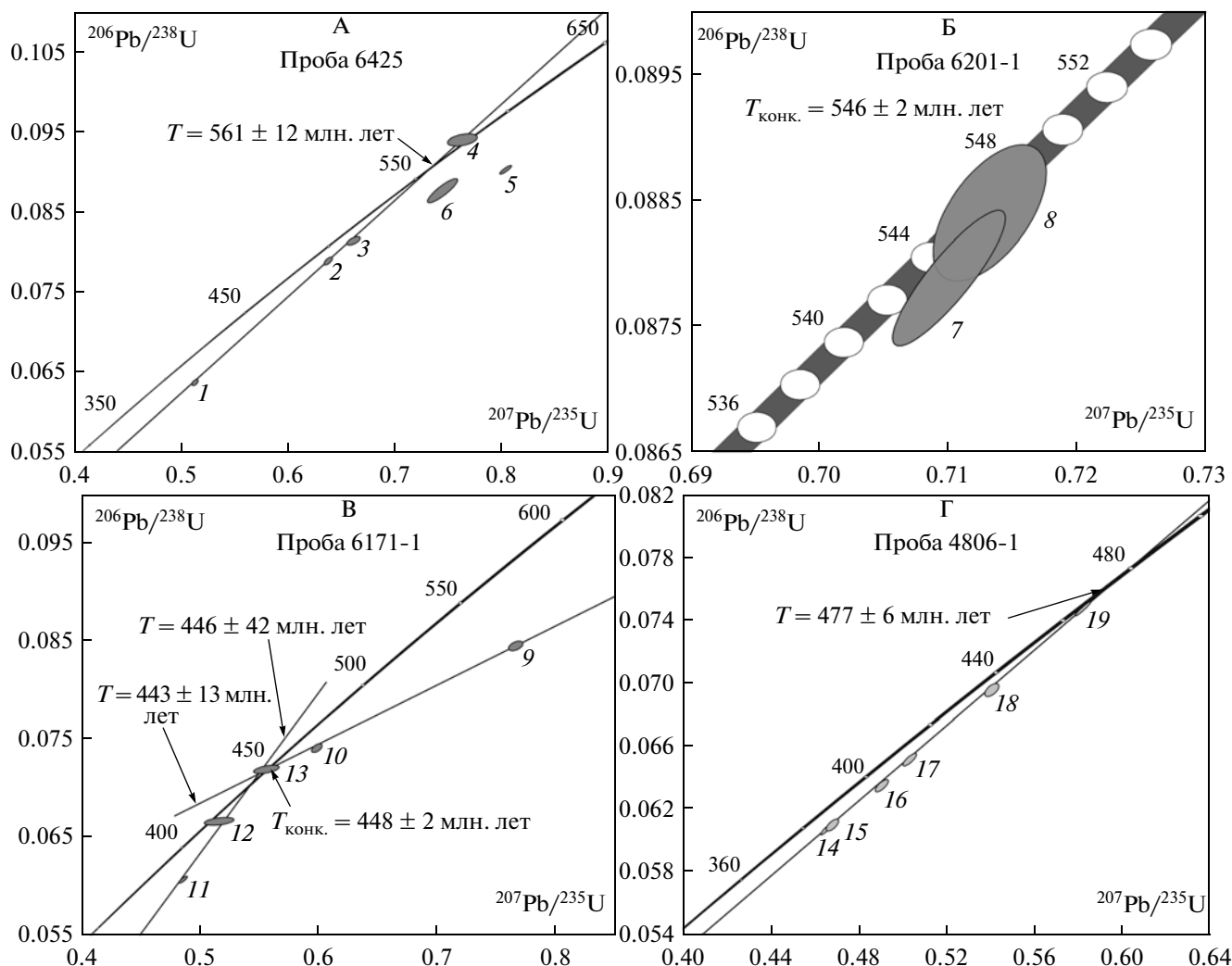
В пробе 6425 пегматоидных гранитов тацаингольского комплекса изучен акцессорный циркон, который образует идиоморфные и субидиоморфные призматические и длиннопризматические прозрачные и полупрозрачные кристаллы коричневой и рыжеватой (за счет окислов железа) окраски. Эти кристаллы имеют сложную огранку, определяющуюся сочетанием призм  $\{100\}$  и дипирамид  $\{211\}$ ,  $\{112\}$ ,  $\{111\}$  (см. рис. 8а, I–IV). Их размер варьируется от 20 до 300 мкм,  $K_{удл.} = 1.3\text{--}8.0$ . Для внутреннего строения циркона характерна зональность (рис. 8б, XVII–XX), частично исчезающая в краевых трещиноватых и обогащенных включениями окислов железа зонах кристаллов. В некоторых кристаллах призматической формы наблюдаются реликты усвоенных ядер (см. рис. 8б, XX). U-Pb изотопное датирование было проведено для шести микроаналитов (7–25 зерен) циркона из размерных фракций <50, 50–85 и 85–100 мкм как необработанного (№ 1–3, табл. 1), так и подвергнутого аэроабразивной обработке (№ 4–6, см. табл. 1). Как видно на рис. 9а, необработанный циркон размером >85 мкм характеризуется существенной дискордантностью U-Pb отношений. Для уменьшения степени дискордантности наиболее прозрачный длиннопризматический циркон из мелкой фракции (50–85 мкм) (см. табл. 1, № 4, рис. 9а) был подвергнут глубокой аэроабразивной обработке (60%), а точка его изотопного состава располагается практически на конкордии и совместно с точками состава необработанного циркона образует дискордию, пересекающую конкордию в верхней точке с возрастом  $561 \pm 12$  млн. лет (нижнее пересечение, отражающее потерю радиогенного свинца в современное время, соответствует  $63 \pm 47$  млн. лет, СКВО = 0.81). Точки изотопного состава 5 и 6 (см. табл. 1) циркона после аэроабразивной обработки располагаются правее дискордии, что, скорее всего, связано с присутствием унаследованной компоненты радиогенного свинца (реликтов ядер, которые не всегда удается выявить в проходящем свете). Морфологические особенности изученного циркона указывают на его магматическое происхождение, следовательно, полученное значение возраста  $561 \pm 12$  млн. лет отвечает возрасту кристаллизации расплава, родоначального для пегматоидных гранитов.

Акцессорный циркон кварцевых диоритов поздней ассоциации Шаргынгольского массива пробы 6201-1 образует идиоморфные и субидиоморфные призматические и короткопризматические бесцветные прозрачные кристаллы, которые огранены призмами  $\{100\}$ ,  $\{110\}$  и дипирамидами  $\{101\}$ ,  $\{111\}$  (см. рис. 8а, V–VIII). Размер зерен варьируется от 85 до 300 мкм,  $K_{удл.} = 1.0\text{--}2.0$ . В ре-





**Рис. 8.** Микрофотографии кристаллов циркона, выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55: (а) – в режиме вторичных электронов (I–IV – проба 6425, V–VIII – проба 6201-1, IX–XII – проба 6171-1, XIII–XVI – проба 4806-1); (б) – в режиме катодолуминесценции (XVII–XX – проба 6425, XXI–XXIV – проба 6201-1, XXV–XXVIII – проба 6171-1, XXIX–XXXII – проба 4806-1)



**Рис. 9.** Диаграммы с конкордиями для циркона из проб: А – 6425, Б – 6201-1, В – 6171-1, Г – 4806-1). Номера точек соответствуют порядковым номерам в таблице 1

Пробы: 6425 – пегматоидные граниты в тацаингольском комплексе хребта Усгехийн-нуру, 6201-1 – роговообманковые кварцевые диориты Шаргынгольского массива, 6171-1 – синметаморфические гнейсовидные граниты Гоби-Алтайского блока, 4806-1 – синметаморфические монцодиориты Амсархалойского блока

жиме катодолюминесценции наблюдается два этапа формирования циркона. Первому этапу соответствуют идиоморфные кристаллы с четкой ростовой зональностью, на втором этапе происходило согласное обрастание исходных кристаллов (см. рис. 86, XXI–XXIV). Для изотопного анализа были использованы две микронавески (40–60 зерен) циркона из размерных фракций 85–100 и 100–150 мкм (см. табл. 1, № 7, 8). Циркон из фракции 85–100 мкм незначительно дискордантен (1.6%), а циркон более крупного размера характеризуется конкордантными U-Pb отношениями, и его возраст соответствует  $547 \pm 2$  млн. лет (СКВО = 0.23, вероятность конкордантности составляет 63%) (рис. 9Б). Среднее значение возраста ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) изученного циркона равно  $551 \pm 18$  млн. лет (СКВО = 1.4). Морфологиче-

ские особенности циркона свидетельствуют о его магматическом происхождении, и значение конкордантного возраста  $547 \pm 2$  млн. лет дает наиболее точную оценку возраста кварцевых диоритов Шаргынгольского массива.

Акцессорный циркон *синметаморфических гранитоидов Гоби-Алтайского блока (проба 6171-1)* образует призматические и длиннопризматические идиоморфные и субидиоморфные прозрачные кристаллы рыжего цвета. Основными элементами огранки этих кристаллов являются призма {100} и дипирамиды {111}, {211} (рис. 8а, IX–XII). Размер зерен циркона от 50 до 300 мкм, отношение длины к ширине варьируется в широких пределах от 1.5 до 6.0. В режиме катодолюминесценции наблюдается тонкозональное внутреннее строение зерен (см. рис. 8б, XXV–XXVII),

Таблица 1. Результаты U-Pb изотопных исследований циркона магматических пород ЮХМП и ЦММП

№ п/п	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска (мг)	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн. лет		
			U	Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Проба 6425 (координаты: 45°33.545' с.ш., 101°38.786')												
1	85–100, 100–150, 25 зер.	—*	U/Pb = 14.51	567	0.0583 ± 1	0.0933 ± 1	0.5107 ± 13	0.0636 ± 1	0.56	419 ± 1	397 ± 1	539 ± 5
2	85–100, 21 зер.	—*	U/Pb = 11.62	493	0.0585 ± 2	0.0936 ± 1	0.6360 ± 26	0.0788 ± 2	0.67	500 ± 2	489 ± 1	550 ± 7
3	50–85, 85–100, CLC, 7 зер.	—*	U/Pb = 11.32	549	0.0588 ± 4	0.1424 ± 1	0.6601 ± 52	0.0814 ± 4	0.64	515 ± 4	504 ± 3	562 ± 13
4	50–85, A = 60%, 15 зер.	—*	U/Pb = 6.60	107	0.0589 ± 8	0.1980 ± 1	0.7628 ± 115	0.0939 ± 6	0.41	576 ± 9	579 ± 4	563 ± 30
5	85–100, A = 40%, 10 зер.	—*	U/Pb = 10.43	2311	0.0645 ± 2	0.1389 ± 1	0.8030 ± 45	0.0902 ± 4	0.88	599 ± 3	557 ± 3	760 ± 6
6	<50, 50–85, A = 30%, 12 зер.	—*	U/Pb = 9.80	257	0.0616 ± 5	0.1138 ± 1	0.7439 ± 116	0.0876 ± 12	0.88	565 ± 9	541 ± 8	660 ± 16
Проба 6201-1 (координаты: 45°42.902' с.ш., 101°24.293')												
7	100–150, 60 зер.	0.23	16.1	1655	0.0585 ± 1	0.1195 ± 1	0.7132 ± 18	0.0884 ± 1	0.57	547 ± 1	546 ± 1	549 ± 4
8	85–100, 40 зер.	0.08	31.4	1515	0.0586 ± 1	0.1013 ± 1	0.7101 ± 23	0.0879 ± 2	0.88	545 ± 2	543 ± 2	552 ± 3
Проба 6171-1 (координаты: 46°23.732' с.ш., 96°21.006')												
9	85–100, A = 20%, 20 зер.	—*	U/Pb = 8.85	179	0.0656 ± 4	0.1173 ± 1	0.7659 ± 50	0.0847 ± 3	0.48	577 ± 4	524 ± 2	794 ± 12
10	50–85, A = 20%, 20 зер.	—*	U/Pb = 26.34	172	0.0584 ± 3	0.1186 ± 1	0.5972 ± 38	0.0742 ± 2	0.52	475 ± 3	461 ± 1	544 ± 12
11	85–100, 22 зер.	—*	U/Pb = 14.56	493	0.0578 ± 2	0.1259 ± 1	0.4838 ± 28	0.0608 ± 3	0.84	401 ± 2	380 ± 2	521 ± 7
12	<50, A = 20%, 15 зер.	—*	U/Pb = 6.08	60	0.0559 ± 11	0.1220 ± 1	0.5144 ± 114	0.0667 ± 5	0.39	421 ± 9	416 ± 3	450 ± 44
13	50–85, A = 10%, 25 зер.	—*	U/Pb = 6.23	71	0.0558 ± 8	0.1421 ± 1	0.5544 ± 89	0.0720 ± 1	0.52	448 ± 7	448 ± 7	445 ± 34
Проба 4806-1 (координаты: 46°56.667' с.ш., 112°35.202' в.д.)												
14	>50, призм.	0.37	52	808	0.0555 ± 1	0.1765 ± 1	0.4648 ± 6	0.0607 ± 1	0.91	388 ± 1	380 ± 1	432 ± 1
15	80–100, призм.	0.08	64	1296	0.0556 ± 2	0.2274 ± 1	0.4672 ± 20	0.0610 ± 2	0.67	389 ± 2	382 ± 1	435 ± 7
16	80–100, CLC, 8 зер., призм.	—*	U/Pb = 14.43	753	0.0560 ± 2	0.1674 ± 1	0.4901 ± 24	0.0635 ± 2	0.87	405 ± 2	397 ± 1	451 ± 12
17	50–80, кор.-призм.	0.28	41	585	0.0560 ± 1	0.1827 ± 1	0.5029 ± 7	0.0652 ± 1	0.83	414 ± 1	407 ± 1	451 ± 2
18	80–100, A10%, кор.-призм.	0.10	53	668	0.0563 ± 1	0.1978 ± 1	0.5404 ± 12	0.0696 ± 1	0.60	439 ± 1	434 ± 1	466 ± 4
19	>100, 50–100, кор.-призм., кисл. обр. = 2 ч	—*	U/Pb = 12.33	28711	0.0565 ± 1	0.2037 ± 1	0.5822 ± 8	0.0748 ± 1	0.96	466 ± 1	465 ± 1	472 ± 1

Примечания: <sup>a</sup> – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ; A = 10% – количество вещества, удаленное в процессе аэробразивной обработки циркона; \* – навеска циркона не определялась, CLC – контроль с помощью катодной люминесценции. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам. Разложение циркона и выделение Pb и U проводились по модифицированной методике Т. Кроу [27]. В некоторых случаях для уменьшения степени дискордантности использовался метод предварительной кислотной обработки [32] и аэробразии [28]. Контроль внутреннего строения индивидуальных зерен циркона осуществлялся с помощью оптического микроскопа и катодolumинесценции (CLC метод [33]). Для удаления поверхностного загрязнения зерна циркона обрабатывались спиртом и ацетоном в ультразвуковой ванне, а затем последовательно 1 М HNO<sub>3</sub> и 1 М HCl в течение 20 минут на теплой плитке. Для изотопных исследований использовались трассеры  $^{235}\text{U}$ - $^{202}\text{Pb}$  и  $^{235}\text{U}$ - $^{208}\text{Pb}$ . Уровень холостого опыта за период исследований не превышал 20 пг Pb. Определение изотопного состава Pb и U выполнено на масс-спектрометре Finnigan MAT 261 в статическом или динамическом (с помощью электронного умножителя) режимах. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ "PbDAT" и "ISOPLOT" [30, 31]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [35]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [34].

в некоторых из них имеются унаследованные ядра (см. рис. 8б, XXVII). Высокая люминесценция связана, скорее всего, с вхождением включения (см. рис. 8б, XXV). U-Pb изотопные исследования были проведены для пяти микронавесок (15–25 зерен) наиболее прозрачных идиоморфных кристаллов циркона из размерных фракций <50, 50–85 и 85–100 мкм, которые в большинстве случаев были предварительно подвергнуты аэробразивной обработке. Как видно на рис. 9В, точка изотопного состава обработанного циркона из мелкой фракции 50–85 мкм (см. табл. 1, № 13) располагается на конкордии, а ее конкордантный возраст составляет  $448 \pm 2$  млн. лет (СКВО = 0.05, вероятность конкордантности составляет 83%). Дискордантность циркона из других микронавесок обусловлена, очевидно, потерями радиогенного свинца в современное время (см. табл. 1, № 11 и 12) или присутствием компоненты радиогенного свинца более древнего возраста (см. табл. 1, № 9 и 10). Нижнее пересечение дискордии, рассчитанной для точек состава 9, 10 и 13, с конкордией отвечает возрасту  $446 \pm 42$  млн. лет (СКВО = 2.5, верхнее пересечение –  $1712 \pm 780$ ) и совпадает в пределах погрешности с возрастом  $444 \pm 13$  млн. лет, соответствующим верхнему пересечению дискордии, аппроксимирующей точки изотопного состава № 11–13 (нижнее пересечение отвечает  $662 \pm 310$  млн. лет, СКВО = 1.6). Морфологические характеристики и особенности внутреннего строения циркона свидетельствуют о его магматическом происхождении, значение конкордантного возраста  $448 \pm 2$  млн. лет можно принять в качестве наиболее точной оценки возраста данных гранитоидов.

В синметаморфических монцодиоритах Амсархалойского блока (проба 4806-1) преобладает акцессорный циркон, который образует идиоморфные, субидиоморфные прозрачные и полупрозрачные бесцветные призматические и короткопризматические кристаллы, ограненные комбинацией призм {100}, {110} и дипирамид {111}, {101}, {211} (см. рис. 8а, XIII–XVI). Циркон короткопризматического облика, как правило, обладает лучшей сохранностью. Размер зерен варьирует от 60 до 150 мкм, отношение длины к ширине изменяется от 1 : 1 до 2 : 1. При микроскопическом и катодолюминесцентном исследованиях выявляется четко выраженная осцилляционная зональность в кристаллах, что указывает на их магматическое происхождение (см. рис. 8б, XXIX–XXXII). В некоторых зернах присутствуют реликты ядер (см. рис. 8б, XXIX), а также внешние зоны с пониженной люминесценцией (см. рис. 8б, XXXI, XXXII). U-Pb изотопные исследования проведены для циркона как призматического (см. табл. 1, № 14–16), так и короткопризматического облика (см. табл. 1, № 17–19), отобранного из размерных фракций <50, 50–80, 80–100 и >100 мкм.

Циркон короткопризматического облика, подвергнутый предварительной кислотной обработке (табл. 1, № 19), субконкордантен (дискордантность составляет 1.5%), в то время как необработанный циркон характеризуется значительной дискордантностью U-Pb отношений. Точки изотопного состава изученного циркона образуют дискордию (рис. 9Г) с верхним пересечением с конкордией, соответствующим возрасту  $477 \pm 5$  млн. лет (СКВО = 1.6, нижнее пересечение отвечает  $179 \pm 21$  млн. лет). Полученное значение  $477 \pm 5$  млн. лет дает оценку возраста синметаморфических монцодиоритов.

#### Характеристика состава и источников магматических и метаморфических пород

Выяснение геодинамических условий проявления метаморфизма выполнено нами с учетом вещественных, в том числе изотопно-геохимических характеристик магматических и метаморфических пород, приведенных в таблице 2.

*Магматические породы Тацаингольского блока.* В строении этого блока были изучены породы Шаргынгольского массива, сформированные до и в ходе проявления метаморфизма, а также поздние и постметаморфические гранитоиды.

Как уже отмечалось, Шаргынгольский массив сложен двумя разновозрастными ассоциациями пород, разделенными во времени проявлением раннего метаморфизма. В составе обеих ассоциаций преобладают габбро (см. табл. 2), в том числе повышенной щелочности ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  до 7.71 мас. %), диориты и кварцевые диориты. Поздние интрузивные образования в них представлены гранитами, граносиенитами и сиенитами. По содержанию кремнезема породы обеих ассоциаций образуют ряд в диапазоне от 47.3 до 73.6 мас. %. По содержанию калия основные породы относятся к шошонитовой серии, тогда как средние и кислые варьируются от известково-щелочной до шошонитовой серии. Основные породы ранней и поздней ассоциаций по составу достаточно близки. Они являются умеренно-титанистыми ( $\text{TiO}_2 = 0.9\text{--}1.7$  мас. %), содержания MgO варьируются от 3.1 до 13.2 мас. %, при этом наиболее магнезиальный состав характерен для поздней ассоциации.

Основные породы Шаргынгольского массива, а также связанные с ними граносиениты, имеют идентичные спектры распределения несовместимых микроэлементов, в том числе и редкоземельных элементов (РЗЭ). На спайдердиаграммах этих пород ярко выражены минимумы Ti, Nb, Ta и максимумы Pb и K (рис. 10а). Несмотря на общее сходство спектров распределения микроэлементов, габброиды ранней и поздней ассоциаций различаются по содержанию микроэлементов. Для ранней ассоциации (564 млн. лет) характер-

**Таблица 2.** Содержания петрогенных (мас. %) и микроэлементов (г/т) и изотопные характеристики Nd пород ЮХМП и ЦММП

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	6180	6180-1	6181	6184	6186	6187	6035	6124-1	6213
Шаргынгольский массив, 565 млн. лет									
SiO <sub>2</sub>	47.70	72.90	48.10	47.40	60.10	51.20	66.14	50.90	57.10
TiO <sub>2</sub>	1.47	0.31	1.43	0.91	0.96	1.48	0.60	1.30	0.96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.50	13.70	19.60	17.00	16.70	19.10	16.14	16.90	18.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10.30	2.54	9.94	9.13	6.66	9.08	3.83	9.64	8.49
MnO	0.16	0.05	0.16	0.15	0.11	0.14	0.08	0.15	0.06
MgO	6.04	0.29	4.86	8.54	2.17	3.02	1.18	6.09	2.52
CaO	8.96	1.65	7.47	11.20	4.40	6.24	2.36	8.48	4.48
Na <sub>2</sub> O	3.19	2.87	3.51	2.29	3.97	4.23	4.32	2.85	0.68
K <sub>2</sub> O	1.92	4.67	2.63	1.26	2.98	3.30	4.20	1.80	5.96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.56	0.07	0.59	0.40	0.49	0.78	0.20	0.43	0.06
п.п.п.	0.90	0.51	1.26	1.38	0.96	0.86	0.90	1.08	1.04
Сумма	99.70	99.56	99.55	99.66	99.50	99.43	99.94	99.61	99.65
Sc	22	3.0	24	27	9.1	13	5.6	14	21
V	171	25	146	130	90	132	41	126	107
Cr	67	20	23	137	26	21	9.4	21	85
Co	31	3.0	26	37	13	15	6.4	25	16
Ni	44	12	24	61	14	13	5.8	25	25
Ga	24	15	25	16	21	23	20	14	22
Rb	49	83	89	25	90	88	123	67	177
Sr	826	388	806	950	920	766	529	462	175
Y	31	5.6	32	18	25	40	20	20	23
Nb	14	4.5	20	7.1	17	29	16	13	14
Ba	848	1680	999	416	1250	1490	1270	399	544
La	45	19	26	32	61	110	42	36	38
Ce	108	30	71	73	125	242	91	95	76
Pr	14	3.2	10	9.1	15	28	9.4	9.8	9.0
Nd	58	11	46	36	56	97	33	39	32
Sm	10	1.8	10	6.0	9.7	15	5.9	6.4	6.1
Eu	2.5	1	2.0	1.6	1.9	3.2	1.4	1.7	1.2
Gd	8.9	1.6	8.1	5.3	7.6	11	4.4	5.7	5.4
Tb	1.2	0.22	1.2	0.71	0.96	1.5	0.69	0.84	0.81
Dy	6.0	0.92	6.0	3.4	4.6	7.6	3.7	4.1	4.3
Ho	1.1	0.21	1.2	0.67	0.89	1.4	0.70	0.75	0.78
Er	3.0	0.53	3.3	1.7	2.4	4.1	2.0	2.4	2.4
Tm	0.43	0.068	0.41	0.23	0.33	0.6	0.31	0.34	0.33
Yb	2.5	0.45	2.9	1.4	2.1	3.7	1.9	1.8	2.1
Lu	0.38	0.086	0.4	0.26	0.32	0.58	0.26	0.25	0.32
Ta	0.58	0.19	0.9	0.39	0.99	1.7	0.80	0.82	1.1
Pb	—	—	—	—	—	—	12	7.7	—
Th	2.3	2.6	1.2	0.9	4.2	11	5.1	7.2	9.6
U	0.36	0.5	0.44	0.3	0.95	1.84	1	1.7	1.26
ε <sub>Nd</sub> (T)	-1.6	-2.6	—	-0.6	—	—	-1.5	—	—
T <sub>Nd</sub> (DM-2st)		1510	—	—	—	—	1417	—	—

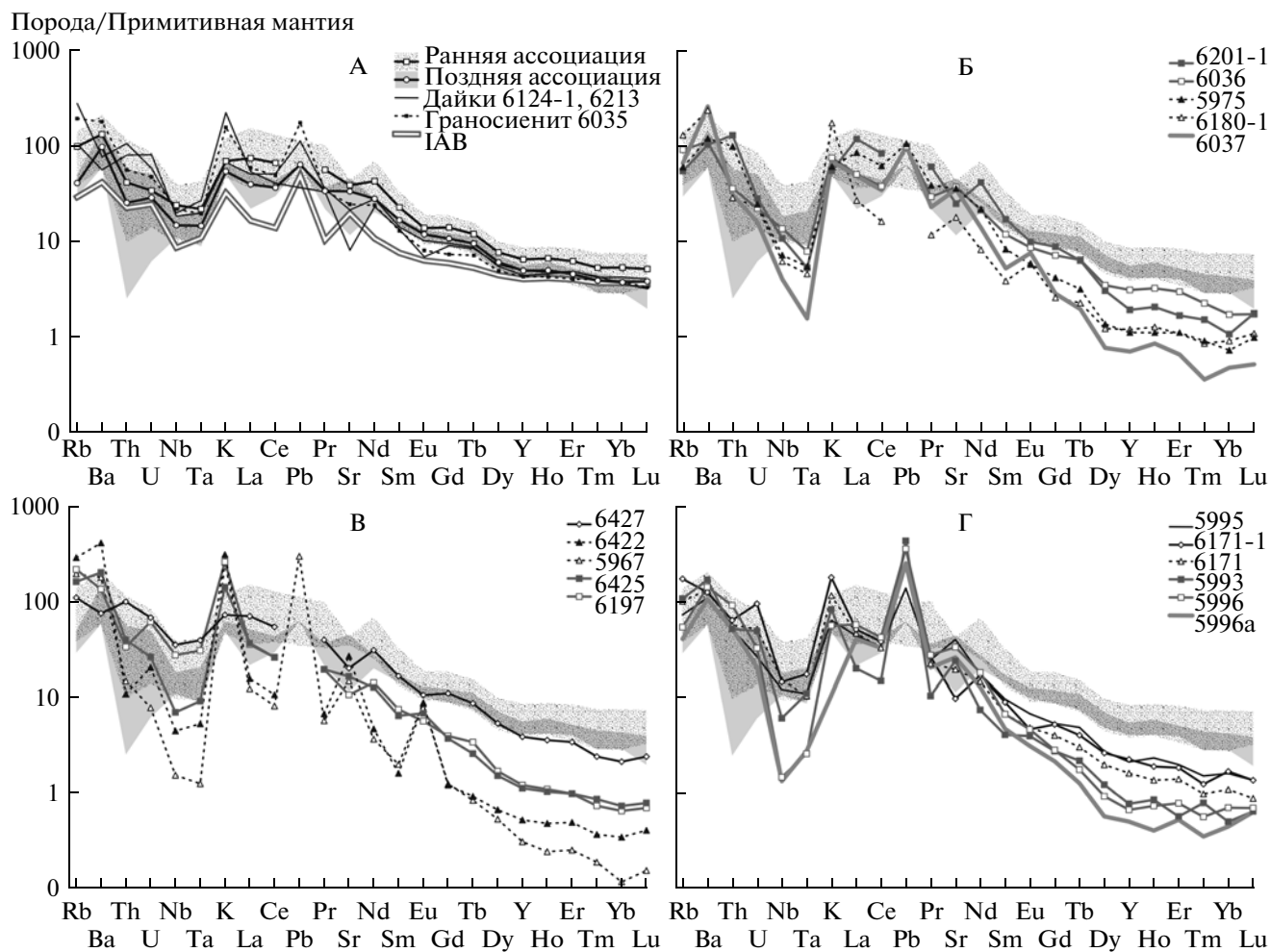
Таблица 2. Продолжение

Компоненты	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	6201	6201-1	6201-2	5975	6025	6036	6036-1	6037	5967	6425
	Шаргынгольский массив, 547 млн. лет								Постметаморфические гранитоиды	
SiO <sub>2</sub>	46.10	64.00	51.50	67.69	60.86	60.97	47.47	68.36	72.40	70.80
TiC <sub>2</sub>	1.11	0.99	1.48	0.68	1.07	0.88	1.68	0.57	0.07	0.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.70	16.00	19.30	14.71	17.01	17.82	19.02	15.42	14.70	15.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	9.81	6.06	8.39	4.60	5.62	5.65	10.31	3.73	0.96	1.19
MnO	0.16	0.07	0.12	0.06	0.08	0.08	0.13	0.04	0.02	0.01
MgO	12.90	1.57	3.97	1.68	2.03	2.21	5.37	1.42	0.05	0.54
CaO	11.80	4.02	7.10	3.71	2.90	4.83	9.10	3.13	0.95	1.32
Na <sub>2</sub> O	1.33	3.58	3.79	3.63	4.52	4.23	3.69	4.22	2.84	2.50
K <sub>2</sub> O	1.31	1.47	1.33	1.64	4.42	2.03	1.71	1.86	7.08	7.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.32	0.33	0.45	0.30	0.41	0.30	0.35	0.20	0.05	0.11
п.п.п.	1.97	1.54	2.04	1.01	0.92	0.80	1.06	0.88	0.55	0.46
Сумма	99.51	99.62	99.46	99.70	99.83	99.79	99.89	99.82	99.66	99.44
Sc	31	7.1	12	1.4	11	8.0	19	4.5	0.061	1.8
V	215	57	128	63	86	67	164	46	7.0	7.0
Cr	588	23	25	13	5.8	11	33	10	7.9	13
Co	45	8.7	19	8.0	12	11	30	7.5	1.5	1.5
Ni	183	12	16	7.0	3.1	6.2	23	6.1	9.2	8.5
Ga	16	22	22	15	19	22	24	16	14	18
Rb	19	35	27	38	110	58	32	42	127	141
Sr	252	539	925	777	419	808	994	761	325	231
Y	20	8.9	23	5.2	30	14	26	3.3	1.4	5.6
Nb	7.9	7.8	14	5.2	29	9.9	11	2.9	1.1	20
Ba	420	733	1060	851	1696	783	591	1839	1296	975
La	38	85	28	61	83	36	20	35	8.9	26
Ce	82	156	67	116	231	71	56	64	15	50
Pr	10	16.7	9.4	11	19	8.1	8.2	6.3	1.6	5.5
Nd	39	58	40	30	68	30	38	19	5.1	20
Sm	6.9	7.7	7.8	3.8	10	5.4	7.9	2.4	0.90	3.4
Eu	1.7	1.7	2.1	0.98	2.3	1.5	2.2	1.3	1.5	0.96
Gd	5.4	5.3	6.5	2.5	8.0	4.3	7.3	1.7	0.75	2.4
Tb	0.74	0.61	0.93	0.31	1.2	0.62	1.1	0.19	0.081	0.33
Dy	3.7	2.3	4.5	1.0	5.5	2.6	5.4	0.58	0.40	1.3
Ho	0.69	0.34	0.78	0.18	1.1	0.53	0.99	0.14	0.040	0.18
Er	2.0	0.82	2.2	0.54	2.5	1.5	2.5	0.32	0.12	0.48
Tm	0.26	0.12	0.3	0.072	0.43	0.18	0.36	0.028	0.015	0.058
Yb	1.7	0.53	1.7	0.36	2.5	0.85	2.1	0.24	0.058	0.32
Lu	0.29	0.14	0.3	0.078	0.37	0.14	0.31	0.041	0.012	0.055
Ta	0.41	0.22	0.86	0.23	1.5	0.33	0.53	0.065	0.052	1.3
Pb	—	—	—	7.3	12	6.8	4.4	6.8	21	—
Th	5.1	12	1.4	8.9	10	3.3	0.36	2.8	1.4	3.1
U	1.1	0.61	0.57	0.5	1	0.5	0.2	0.3	0	1.35
ε <sub>Nd</sub> (T)	-1.1	-4.4	-3.6	—	—	-2.8	-1.5	—	-6.2	-9.3
T <sub>Nd</sub> (DM-2st)	—	1645	—	—	—	—	—	—	1805	2061

Таблица 2. Окончание

Компоненты	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
	6422	6427	6197	6171	6171-1	5996	5993	5995	4806	4806-1
	Постметаморфические гранитоиды			Гоби-Алтайский блок					Амсархалойский блок	
SiO <sub>2</sub>	65.10	63.30	71.80	71.95	74.74	72.47	72.73	65.21	73.30	60.60
TiO <sub>2</sub>	0.09	1.09	0.16	0.39	0.15	0.26	0.15	0.71	0.03	0.79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.90	15.80	15.80	14.21	13.27	15.36	15.10	17.21	14.60	15.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0.76	6.27	1.62	3.03	2.09	1.59	1.26	3.80	0.56	6.32
MnO	0.01	0.10	0.02	0.05	0.03	0.01	0.02	0.06	0.01	0.12
MgO	0.49	1.95	0.39	0.71	0.18	0.70	0.55	1.59	0.27	3.47
CaO	0.70	4.42	1.61	1.73	0.73	2.24	1.73	3.57	0.90	4.91
Na <sub>2</sub> O	3.52	3.29	3.75	3.55	3.20	5.15	5.29	4.80	3.48	4.54
K <sub>2</sub> O	8.53	1.98	3.88	3.21	5.01	1.57	2.31	1.77	6.19	2.43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.29	0.08	0.12	0.04	0.05	0.06	0.23	0.05	0.15
п.п.п.	0.41	1.37	0.86	0.92	0.47	0.51	0.74	0.89	0.28	1.11
Сумма	99.57	99.86	99.96	99.88	99.90	99.39	100.10	98.95	99.68	99.84
Sc	0.88	7.8	1.6	3.8	2.5	1.0	1.4	6.6	—	—
V	12	40	6.2	25	6.3	10	7.6	48	—	—
Cr	13	28	54	33	28	1.2	6.4	9.9	—	—
Co	2.2	8.9	1.5	3.7	1.6	1.5	1.4	6.9	—	—
Ni	9.0	15	25	19	17	0.66	4.5	5.5	—	—
Ga	13	22	13	17	16	16	19	21	—	—
Rb	188	71	105	67	114	36	71	48	—	—
Sr	591	441	362	434	217	743	533	892	—	—
Y	2.4	18	5.2	7.7	11	3.2	3.7	10	—	—
Nb	3.3	26	5.1	11	11	1.1	4.5	9.0	—	—
Ba	2970	545	1460	968	916	1043	1240	803	—	—
La	11	51	27	35	38	42	15	32	—	—
Ce	20	103	50	63	73	81	29	65	—	—
Pr	1.9	11	5.5	6.4	7.5	7.8	2.9	6.9	—	—
Nd	6.5	44	18	21	24	26	11	25	—	—
Sm	0.73	7.7	2.9	3.1	4.2	3.1	1.9	4.5	—	—
Eu	1.5	1.8	1.2	0.84	0.81	0.81	0.69	1.2	—	—
Gd	0.73	6.6	2.2	2.5	3.2	1.7	1.7	3.3	—	—
Tb	0.089	0.84	0.25	0.3	0.4	0.17	0.22	0.48	—	—
Dy	0.50	4.0	1.1	1.5	2.0	0.71	0.94	2.1	—	—
Ho	0.079	0.59	0.17	0.23	0.32	0.12	0.14	0.39	—	—
Er	0.24	1.7	0.48	0.70	0.92	0.39	0.28	0.99	—	—
Tm	0.029	0.19	0.068	0.079	0.10	0.045	0.064	0.12	—	—
Yb	0.17	1.1	0.36	0.55	0.85	0.35	0.25	0.81	—	—
Lu	0.032	0.19	0.062	0.071	0.11	0.056	0.052	0.11	—	—
Ta	0.22	1.7	0.38	0.44	0.74	0.11	0.47	0.46	—	—
Pb	—	—	—	—	—	25	31	9.8	—	—
Th	0.99	9.2	3.6	5.3	6.0	8.5	4.8	4.8	—	—
U	0.45	1.49	0.58	1.15	2.12	1	1	0.6	—	—
ε <sub>Nd</sub> (T)	-1.7	-10.2	-9.6	-10.9	-12.5	-13.4	-10.0	—	-1.5	0.4
T <sub>Nd</sub> (DM-2st)	1422	2126	2075	2101	2237	2307	2028	—	1347	1190

Примечание. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* общее; — значения не определялись. 1–22 – породы Тацаингольского блока: 1–6 – ортопороды ранней ассоциации Шаргынгольского массива; 7 – граносиениты с возрастом 564 ± 5 млн. лет; 8, 9 – дайковые тела метабазитов, внедрившиеся между M<sub>1</sub> и M<sub>2</sub>; 10–17 – ортопороды поздней ассоциации Шаргынгольского массива (547 ± 2 млн. лет); 18, 19 – граниты завершающие M<sub>1</sub>: 18 – дистенсодержащие (562 ± 2 млн. лет), 19 – пегматоидные (561 ± 12 млн. лет); 20–22 – магматические породы, внедрившиеся после M<sub>2</sub>: 20 – сиениты; 21 – кварцевые диориты; 22 – граниты; 23–28 – породы Гоби-Алтайского блока: 23, 24 – синметаморфические гранитоиды (448 ± 2 млн. лет), 25 – метаморфизованные плагиограниты, 26, 27 – вмещающие гнейсы; 28, 29 – синметаморфические гранитоиды Амсархалойского блока: 29 – субщелочной пегматоидный гранит, 30 – монцодиорит (477 ± 5 млн. лет).



**Рис. 10.** Спектры распределения несовместимых редких элементов в породах ЮХМП и ЦММП. А – габброиды и граносиениты Шаргынгольского массива. Показаны поля вариаций и спектры средних составов габброидов ранней и поздней ассоциации. IAB – средний состав базальтов активных континентальных окраин [26]; Б – диориты и граниты Шаргынгольского массива; В – постметаморфические гранитоиды в Тацаингольском блоке; Г – синметаморфические гранитоиды, гнейсы и метаморфизованные плагиограниты Гоби-Алтайского блока. Номера спектров соответствуют индексам проб в таблице 2. Нормирование к составу примитивной мантии [36]

ны более высокие концентрации РЗЭ, Y, Nb, Ta, Rb, Ba, Th, U, чем для поздней (547 млн. лет).

В целом, по геохимическим характеристикам основные породы Шаргынгольского массива близки к породам, сформировавшимся в надсубдукционных условиях. Тем не менее, от средних составов окраинно-континентальных базальтов [26] они отличаются более высокими концентрациями элементов с крупным ионным радиусом (Rb, Ba) и редкоземельных, преимущественно легких (рис. 10А). Мы полагаем, что в образовании этих пород определенную роль мог сыграть механизм взаимодействия ювенильных магм с породами достаточно зрелой континентальной коры.

Кремнекислые разновидности пород Шаргынгольского массива (диориты–граниты) относительно основных членов обладают пониженными концентрациями тяжелых РЗЭ, Y, Nb и Ta

(рис. 10Б). В спектрах редкоземельных элементов Eu-аномалия или отсутствует, или небольшая положительная ( $Eu/Eu^* = 0.8–2.0$ ). Такой характер распределения микроэлементов свидетельствует о формировании родоначальных магм в достаточно глубоких условиях при стабильности граната и достаточно высоких концентрациях воды, когда плагиоклаз преимущественно переходит в расплав.

Среди постметаморфических гранитоидов Тацаингольского блока преобладают граниты, но, кроме того, отмечаются диориты и сиениты. Эти породы пересыщены глиноземом ( $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$  мол. % = 1.01–1.22), имеют как калиевую, так и натриевую специфику и могут быть отнесены к I- и S-типу. Геохимически они очень неоднородны (рис. 10В). Спектр распределения несовместимых микроэлементов постметаморфических кварцевых диоритов (6427) наиболее



близок к спектрам габброидов и граносиенитов Шаргынгольского массива. Для них характерно умеренное обогащение легкими РЗЭ и слабый Ta-Nb минимум ( $(La/Nb)_{PM} = 2$ ).

Завершающие метаморфизм  $M_1$  пегматоидные граниты хр. Усгэхийн-нуру (6425) и массивные посткинematические граниты среднего течения р. Тацаин-гол (6197) соответственно показывают умеренный наклон спектров РЗЭ ( $(La/Yb)_N = 51-55$ ). В отличие от них жильные тела кианитсодержащих пегматоидных гранитов (5967) и сиенитов (6422) имеют чрезвычайно низкие концентрации РЗЭ, Y при умеренном и высоком обогащении легкими РЗЭ ( $(La/Yb)_N = 45-104$ ). Отличительной чертой для них является ярко выраженная положительная Eu-аномалия ( $Eu/Eu^* = 5.6-6.2$ ). Такие спектры распределения несовместимых микроэлементов характерны для ультраметагенных гранитоидов, возникающих при локальном плавлении амфиболита в условиях дополнительного притока воды, когда в рестите остается гранат и редкоземельные минеральные фазы, а плагиоклаз переходит в расплав. Как правило, при таких процессах не возникают крупные аллохтонные массивы, с чем согласуются небольшие размеры тел пегматоидных гранитов и сиенитов.

*Синметаморфические гнейсовидные граниты Гоби-Алтайского блока (6171, 6171-1)* относятся к высококальциевой известково-щелочной серии, пересыщены глиноземом ( $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$  мол. % = 1.11–1.14) и соответствуют S-гранитам. Их геохимические характеристики схожи с кремнекислыми породами Шаргынгольского массива и постметаморфическими гранитами ЮХМП (рис. 10Г). В спектре редкоземельных элементов отмечается умеренное обогащение легкими РЗЭ ( $(La/Yb)_N = 30-43$ ), а также относительно умеренный Ta-Nb минимум ( $(La/Nb)_{PM} = 3.1-3.5$ ).

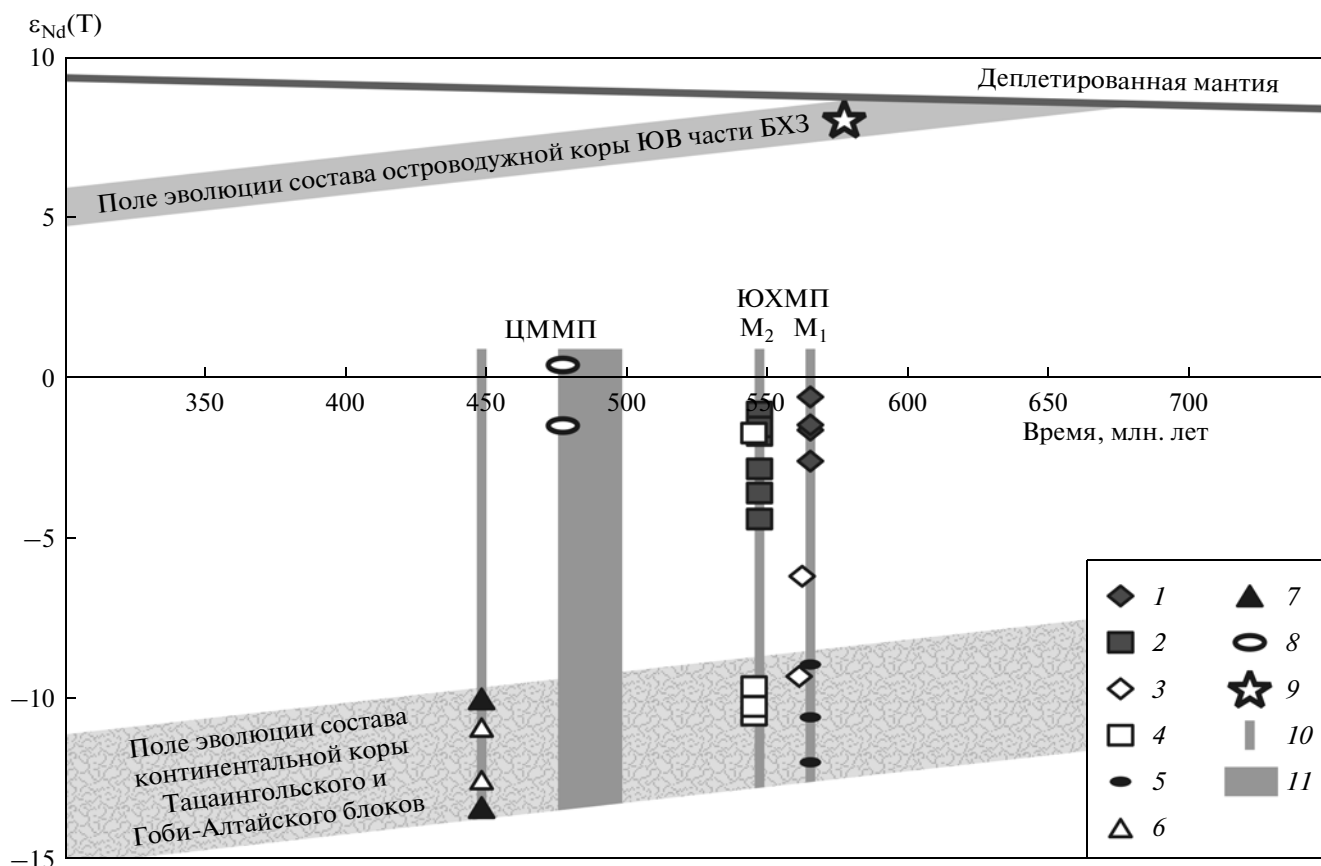
В метаморфическом комплексе Гоби-Алтайского блока преобладают преимущественно плагиоклазовые гнейсы и метаморфизованные плагиограниты. Плагиограниты (5996, 5996а) отличаются очень низкими концентрациями тяжелых РЗЭ (ниже, чем в примитивной мантии) при горизонтальном их распределении (Ho–Lu), поэтому в них высокое отношение  $(La/Yb)_N = 82-92$ . Они обладают аномально глубоким Ta-Nb минимумом:  $(La/Nb)_{PM} = 31-39$ . Низкие концентрации тяжелых РЗЭ отмечаются также в биотит-амфиболовых плагиогнейсах (5993, 5995). В целом, отмеченные особенности спектров РЗЭ характерны для мигматизированных метаморфических пород, процессы мигматизации в которых происходят при участии минералов-концентраторов редкоземельных элементов. Отсутствие европиевой аномалии, несмотря на преобладание плагиокла-

за в породе, свидетельствует об относительно окисленных условиях их формирования.

#### Изотопный состав и оценка источников магматических и метаморфических пород

Nd изотопные данные представлены в табл. 2 и на рис. 11. На рисунке специально выделены поля эволюции состава пород кристаллического основания Тацаингольского и Гоби-Алтайского блоков, а также островодужного комплекса БХЗ, который непосредственно граничит с породами тацаингольского комплекса [13]. Составы изученных кристаллических и магматических пород распались на графике на две группы. Одна из них отвечает, прежде всего, породам Шаргынгольского габбро-диоритового массива. Она занимает на графике позицию, промежуточную между полями эволюции состава кристаллической коры Тацаингольского и Гоби-Алтайского блоков и островодужной коры БХЗ. Другая группа образована существенно кислыми син- и постметаморфическими породами в Тацаингольском и Гоби-Алтайском блоках.

Породы Шаргынгольского массива характеризуются систематически более высокими значениями  $\epsilon_{Nd}(T) = -0.6...-4.4$ , чем вмещающие их кристаллические комплексы. При этом ранняя и поздняя ассоциации практически не отличаются по изотопному составу Nd. Геологическая позиция массива и особенности состава его пород, включая их геохимические и изотопные характеристики, свидетельствуют о формировании магм Шаргынгольского массива в обстановке энсиалической вулканической дуги. Полагая, что под Тацаингольский блок субдуцировалась океаническая кора с изотопными характеристиками, близкими к составу островодужного комплекса БХЗ (рис. 11), можно сделать вывод, что источники Шаргынгольского массива формировались при взаимодействии магм субдукционной зоны с породами сиалической коры. Характеристики последней зафиксированы в гнейсах тацаингольского комплекса, которые имеют раннепротерозойские значения Nd модельных возрастов  $T_{Nd}(DM-2st) = 2.0-2.3$  млрд. лет при  $\epsilon_{Nd}(T)$  в интервале  $-12...-9$ , и по этим параметрам существенно отличаются от раннедокембрийских комплексов Байдарикского блока с архейскими значениями модельных возрастов 3.3–2.9 млрд. лет [5]. Nd изотопные данные позволяют предполагать, что протолитом гнейсов тацаингольского комплекса служили продукты размыва древней раннедокембрийской коры, вероятно, с добавлением рифейского ювенильного материала [2, 6]. На подобный состав источников сноса указывает присутствие в гнейсах тацаингольского комплекса цирконов широкого возрастного диапазона – 1.05, 1.84, 2.0, 2.7, 3.1 млрд. лет [22]. В качестве таких источников могли быть раннедокембрийские



**Рис. 11.** Сводная диаграмма “ $\epsilon_{Nd}(T)$ –Возраст” для магматических и метаморфических пород Тацаингольского, Гоби-Алтайского и Амсархалойского блоков

1, 2 — магматические породы Шаргынгольского массива: 1 — ранняя ассоциация (564 млн. лет), 2 — поздняя ассоциация (547 млн. лет); 3, 4 — постметаморфические гранитоиды в Тацаингольском блоке: 3 — после раннего эпизода метаморфизма  $M_1$ , 4 — после позднего эпизода метаморфизма  $M_2$ ; 5 — гнейсы тацаингольского комплекса по [6]; 6, 7 — породы Гоби-Алтайского блока: 6 — синметаморфические гранитоиды, 7 — гнейсы и метаморфизованные плагиограниты; 8 — синметаморфические гранитоиды Амсархалойского блока; 9 — габброиды островодужного комплекса Ханулинского массива по [13]; 10, 11 — возрастные рубежи проявления эпизодов метаморфизма: 10 — связанные с формированием ЮХМП и ЦММП, 11 — связанные с аккрецией каледонид и образованием супертеррейна Центральной Азии.

Поля эволюции составов островодужной коры юго-восточной части БХЗ и континентальной коры Тацаингольского и Гоби-Алтайского блоков показаны в соответствии со среднекоревым значением  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$

породы фрагментов фундамента древних кратонов, рециклированные осадки рифейского шельфового чехла (ульдзитгольский комплекс) и продукты размыва рифейских островодужных и окраинно-континентальных комплексов [2, 5–7].

*Постметаморфические гранитоиды Тацаингольского блока* характеризуются широкими вариациями значений  $\epsilon_{Nd}(T) = -1.7 \dots -11$ . При этом для значительной части постметаморфических гранитоидов характерны раннепротерозойские величины  $T_{Nd}(DM-2st) \approx 2.1$  млрд. лет при  $\epsilon_{Nd}(T)$  от  $-9.3$  до  $-10.5$ . Близость изотопных составов этих пород к составу вмещающей коры позволяет предполагать, что их источником служил субстрат, близкий по составу к гнейсам тацаингольского комплекса. Составы ряда других гранитоидов

имеют более молодые значения  $Nd$  модельного возраста  $T_{Nd}(DM-2st) = 1.8$  и  $1.4$  млрд. лет при  $\epsilon_{Nd}(T) -6.2$  и  $-1.7$  соответственно. Они либо совпадают с параметрами Шаргынгольского массива, либо отвечают промежуточным характеристикам между составами метаморфических пород тацаингольского комплекса и ортопород Шаргынгольского массива. Это позволяет предполагать участие в их формировании определенной доли ювенильного материала.

*Комплексы пород ЦММП.*  $Nd$  модельный возраст синметаморфических гранитоидов Гоби-Алтайского блока определен в интервале  $2.2-2.1$  млрд. лет при  $\epsilon_{Nd}(T) = -12.5 \dots -10.9$  (см. рис. 11). Можно полагать, что в источниках расплавов этих гранитоидов преобладали развитые в Гоби-Алтайском бло-

ке метаморфические породы с Nd модельными возрастными в интервале 2.0–2.3 млрд. лет. Такой вывод находится в соответствии и с геохимическими данными.

Гранитоиды Амсархалойского блока характеризуются величинами  $T_{Nd}(DM-2st) = 1.2-1.3$  млрд. лет. Подобным составом отличается кора поздне-рифейских террейнов, достаточно широко распространенных по площади каледонид ЦАСП. Это позволяет предполагать, что данная часть ЦММП сформировалась в зоне конвергенции с одним из таких террейнов.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Становление рассматриваемых метаморфических поясов коррелирует с развитием палеоокеанических комплексов позднебайкальской Баянхонгорской и раннекаледонских Хантайширской и Озерной зон, поэтому прежде чем перейти к обсуждению полученных нами результатов остановимся на краткой характеристике последних.

В пределах БХЗ представлены венд-кембрийские магматические комплексы островных дуг, а также преобладающие позднерифейские ассоциации пород, типичные для океанических лавовых плато или островов [2] и зон спрединга [25], которые были сформированы в интервале 665–636 млн. лет [3, 12, 25]. Развитие конвергентных процессов в БХЗ фиксирует комплекс пород островодужной серии, включающий базальты, базальтовые андезиты, в меньшей степени андезиты и дациты [2]. Время наиболее раннего проявления островодужного магматизма в районе Ханулинского массива зафиксировано на уровне  $577 \pm 2$  млн. лет [13]. Эта оценка возраста определяет время заложения конвергентных границ, связанных с эволюцией геодинамических режимов в пределах БХЗ.

В пределах раннекаледонских зон Центрально-Азиатского складчатого пояса (Озерной, Хан-Тайширской, Агардаг-Эрзинской и Джидинской) формирование офиолитов, как было отмечено выше, произошло около 570 млн. лет назад. В интервале 570–530 млн. лет возникли островодужные системы с широким участием андезитов [15]. Их развитие, по-видимому, продолжалось примерно до конца среднего кембрия, когда произошла коллизия с фрагментами докембрийской коры, распространенными в виде отдельных террейнов в пределах Палеоазиатского океана. В зоне сочленения Дзабханского и Тувино-Монгольского микроконтинентов с указанными офиолитовыми комплексами устанавливается интенсивное проявление раннепалеозойского (510–480 млн. лет) регионального метаморфизма андалузит-силлиманитовой фациальной серии.

Результаты представленных в данной работе исследований дают основание выделять в Байда-

рикском и Тацаингольском блоках вендский метаморфический пояс умеренного–повышенного давления  $M_1$ , который сформировался вдоль зоны их сочленения с образованиями БХЗ. Завершение этого метаморфизма фиксирует комплекс гранитоидов с возрастными около 565 млн. лет. Нижнюю возрастную границу метаморфизма  $M_1$  определяют кварцевые диориты с возрастом  $579 \pm 7$  млн. лет [22], вовлеченные в метаморфизм. Таким образом, полученные к настоящему времени геохронологические данные определяют возможный возрастной интервал проявления раннего эпизода метаморфизма  $M_1$  ЮХМП около 580–565 млн. лет.

В юго-восточной части пояса в породах тацаингольского комплекса установлено наложение более позднего регионального метаморфизма пониженного давления  $M_2$  (см. рис. 2). Этот метаморфизм и сопряженные с ним деформации наложены на интрузивные образования поздней ассоциации Шаргынгольского массива с возрастными  $547 \pm 2$  млн. и  $547 \pm 4$  млн. лет, что определяет его нижнюю возрастную границу. При этом, в пределах тацаингольского комплекса на северном склоне хребта Усгэхийн-нуру установлены гранитоиды с возрастом  $546 \pm 5$  млн. лет, внедрение которых коррелирует с образованием субвертикальных северо-западных сдвиговых зон, сопряженных с метаморфизмом  $M_2$  [6] (см. рис. 4). Внедрение же гранитоидов, секущих эти зоны, происходило на рубеже венда–кембрия ( $542 \pm 2$  млн. лет).

Изотопные и геохимические характеристики интрузивных комплексов Тацаингольского блока свидетельствуют, что установленные метаморфические преобразования  $M_1$  и  $M_2$  ЮХМП в интервале около 580–540 млн. лет связаны с развитием зоны конвергенции в северном обрамлении (в современных координатах) Дзабханского микроконтинента. Протолитом гнейсов тацаингольского комплекса, по-видимому, служили породы шельфа микроконтинента, сформированные за счет древнекоровых источников сноса при участии ювенильного рифейского материала [6].

Выходы кристаллических комплексов ЦММП, в которых проявлен палеозойский метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии, трассируют южную внутреннюю границу раннекаледонского супертеррейна, прослеживающуюся параллельно окраине каледонского палеоконтинента [10, 11]. Наиболее древние оценки возраста метаморфизма в пределах ЦММП получены для гранулитовой и амфиболитовой фации в кристаллических образованиях Дарибского блока ( $510 \pm 4$  и  $490 \pm 4$  млн. лет) (см. рис. 1). Эти оценки отвечают возрасту раннекаледонской аккреции, завершившейся образованием каледонского супертеррейна. Близкая оценка возраста метамор-

физма ( $477 \pm 5$  млн. лет) установлена для Амсархалойского блока. Для гнейсовидных гранитов Гоби-Алтайского блока, фиксирующих поздний эпизод метаморфизма амфиболитовой фации, получено более молодое значение  $448 \pm 2$  млн. лет. Проявление метаморфизма этого возраста в Гоби-Алтайском блоке может быть связано с деформациями, обусловленными сдвиговыми перемещениями отдельных блоков коры вблизи границы каледонского террейна с активно зарождавшимся герцинским океаническим бассейном. Для гнейсовидных плагиогранитов, сопряженных с более ранним эпизодом метаморфизма высокотемпературной амфиболитовой фации и мигматизацией в Гоби-Алтайском блоке, возраст по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  в цирконах оценивается в  $470\text{--}480$  млн. лет (неопубликованные данные авторов), что соответствует возрасту раннекаледонской аккреции.

В состав раннепалеозойского ЦММП могут быть включены также кристаллические породы, представленные к югу от Тацаингольского блока в хребте Бага-Богд Гобийского Алтая (см. рис. 1). В последнем установлены гнейсо-граниты с возрастными цирконами (SHRIMP-II)  $983 \pm 6$ ,  $956 \pm 3$ , и  $954 \pm 8$  млн. лет. Практически та же оценка возраста ( $952 \pm 8$  млн. лет) тектогенеза установлена для Южно-Гобийского микроконтинента [14]. Однако для образований хр. Бага-Богд установлена переработка гренвиллид в раннем палеозое, что фиксируется присутствием комплекса гнейсо-гранитов и гнейсо-диоритов с возрастными  $498 \pm 3$ ,  $499 \pm 3$  и  $501 \pm 4$  млн. лет [23]. Авторами цитируемой работы раннепалеозойские преобразования связываются с проявлениями аккреционно-коллизийных процессов в ходе формирования раннекаледонского супертеррейна.

Полученные оценки возраста дают основание рассмотреть следующую схему соотношения вендского ЮХМП и раннепалеозойского ЦММП. Становление вендского ЮХМП в интервале  $580\text{--}565$  млн. лет связано с развитием зон конвергенции в северном (в современных координатах) обрамлении Дзобханского микроконтинента. Процессы конвергенции вдоль границы с БХЗ повторялись и позднее и, в частности, обусловили проявление метаморфизма  $M_2$  в позднем венде. Окончательно завершились они, по-видимому, в среднем кембрии в связи с каледонской аккрецией, охватившей всю территорию каледонского супертеррейна. К этому рубежу, в частности, относится заложение ЦММП, гранулитовый метаморфизм в Дарибском блоке с возрастом  $510 \pm 4$  млн. лет, а также раннепалеозойские интрузивные образования, известные в Байдарикском и Тацаингольском блоках [1, 21, 24, 25]. Подчеркнем, что к этому времени метаморфические комплексы ЮХМП, скорее всего, были уже выведены из зоны высокотемпературного метаморфизма.

**Возможные геодинамические обстановки формирования вендских и раннепалеозойских метаморфических комплексов.** Полученные к настоящему времени геологические, геохронологические и изотопные данные дают основание полагать, что в результате многоэтапного распада Родинии в интервале  $800\text{--}650$  млн. лет [17, 29] произошло образование Палеоазиатского океана и ряда микроконтинентов (в том числе Дзобханского) в его пределах. До рубежа  $580\text{--}570$  млн. лет назад этот океан развивался подобно Атлантическому океану, не имея активных континентальных окраин. На рубеже около  $577 \pm 2$  млн. лет произошла смена режимов и в пределах палеоокеана стали формироваться конвергентные границы. Со сменой режимов было связано образование внутриокеанических энсиматических островных дуг, а также активных окраин ряда микроконтинентов. В частности, в это время возникла островная дуга, вошедшая позднее в состав БХЗ, а пассивная континентальная окраина Дзобханского микроконтинента была преобразована в активную. В результате в надсубдукционной зоне микроконтинента произошло становление вендского метаморфического пояса по породам ульдзитгольского и тацаингольского комплексов. Исходя из этого, можно полагать, что зоны развития этих комплексов к этому времени были пространственно совмещены. Завершение этого метаморфизма в глубинном сечении активной континентальной окраины фиксируют граносиениты и пегматоидные граниты с возрастом около  $\sim 565$  млн. лет.

В настоящее время нельзя однозначно сказать, произошла ли в этот период коллизия Байдарикского блока, вулканического плато и островной дуги, фрагменты которых представлены в структурах БХЗ. Однако можно полагать, что после завершения к рубежу  $565$  млн. лет метаморфизма кианит-силлиманитовой фациальной серии ульдзитгольская (северо-западная в современных координатах) часть Байдарикского блока не вовлекалась в более поздние складкообразующие деформации и региональный метаморфизм. Примерно с этого же времени начинается образование венд-раннепалеозойских бассейнов, вулканических островов, островных дуг, которые представлены в Агардаг-Эрзинской, Озерной, Дарибской, Хантайширской раннекаледонских зонах западного и юго-западного обрамления Тувино-Монгольского и Дзобханского микроконтинентов. Проявление раннепалеозойского метаморфизма, наиболее интенсивного в обрамлении этих континентальных блоков, свидетельствует о согласованном во времени вовлечении всех этих структур в процессы конвергенции. Подобно другим раннепалеозойским метаморфическим комплексам южного обрамления Сибирской платформы формирование раннепалеозойских метаморфических пород ЦММП было связано с процессами аккреции, за-

вершившей формирование раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии.

В целом, полученные нами материалы свидетельствуют о длительной истории формирования собственно каледонских структур Центральной Азии. Прежде всего, они позволяют выделить вендский корообразующий этап, отвечавший началу проявления аккреционных процессов в Палеоазиатском океане. В глубинных сечениях ряда структурных зон супертеррейна этому этапу отвечают кристаллические комплексы с возрастом ~570–560 млн. лет. С этого момента и на протяжении всего кембрия аккреционные процессы продолжались практически непрерывно, что привело к образованию ряда разновозрастных островных дуг и, в частности, метаморфизма  $M_2$  в ЮХМП. Завершились они в начале ордовика формированием каледонского супертеррейна.

Авторы благодарят рецензентов члена-корреспондента РАН Е.В. Склярова и д.г.-м.н. К.Е. Дегтярева за конструктивные замечания и предложения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 08-05-00369, 11-05-00264) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ”.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. Масштаб 1 : 1500000, Ред. А.Л. Яншин. М.: ГУГК СССР, 1989.
2. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Томуртого О., Антипин В.С., Ковач В.П., Котов А.Б., Кудряшова Е.А., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Геодинамика и корообразующие процессы ранних каледонид Баянхонгорской зоны (Центральная Монголия) // Геотектоника. 2005. № 4. С. 154–174.
3. Ковач В.П., Джин П., Ярмолюк В.В., Козаков И.К., Лю Д., Терентьева Л.Б., Коваленко В.И. Магматизм и геодинамика ранних стадий формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических и геохимических исследований офиолитов Баянхонгорской зоны // Докл. РАН. 2005. Т. 404. № 2. С. 229–234.
4. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Ковач В.П., Азимов П.Я. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования кристаллических комплексов восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС, 2005. С. 137–170.
5. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Wang T., Диденко А.Н., Плоткина Ю.В., Подковыров В.Н. Кристаллические комплексы нижнего докембрия Дзобханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 2. С. 3–24.
6. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Анисимова И.В., Козловский А.М., Плоткина Ю.В., Мыскова Т.А., Федосеенко А.М., Яковлева С.З., Сугоракова А.М. Вендский этап в формировании раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 4. С. 14–39.
7. Козаков И.К., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М. Проблема позднерифейского этапа формирования континентальной коры восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты геохронологических и изотопных исследований // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Т. 1. Москва: ГЕОС, 2010. С. 327–331.
8. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.
9. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибилова Е.В., Пономарчук В.А. Состав, строение и условия формирования метаосадочно-вулканогенных комплексов Канского зеленокаменного пояса (Северо-Западное Присяянье) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 7. С. 1058–1078.
10. Руженцев С.В., Бадарч Г., Вознесенская Т.А., Маркова Н.Г. Тектоника Южной Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. Труды Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции. Вып. 49. М.: Наука, 1990. С. 11–122.
11. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.
12. Терентьева Л.Б., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козловский А.М. Состав, источники и геодинамика формирования пород позднерифейской Баянхонгорской офиолитовой зоны: характеристика начальных стадий развития палеоазиатского океана // Докл. РАН. 2008. Т. 423. № 5. С. 667–671.
13. Терентьева Л.Б., Козаков И.К., Анисимова И.В., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Конвергентные процессы в развитии Баянхонгорской зоны ранних каледонид Центральной Азии (по результатам геологических и геохронологических исследований габброидов Ханулинского массива) // Докл. РАН. 2010. Т. 433. № 2. С. 237–243.
14. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Владыкин Н.В., Яковлева С.З. U-Pb возраст син- и постметаморфических гранитоидов Южной Монголии – свидетельство присутствия гренвиллид в Центрально-

- Азиатском складчатом поясе // Докл. РАН. 2005. Т. 404. № 1. С. 84–89.
15. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 2006. Т. 410. № 5. С. 657–662.
  16. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибикина Е.В., Ковач В.П., Козловский А.М., Котов А.Б., Лебедев В.И., Энжин Г., Фугзан М.М. Возраст Хангайского батолита и проблема батолитообразования в Центральной Азии // Докл. РАН. 2008. Т. 423. № 1. С. 92–98.
  17. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Анисимова И.В., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козаков И.К., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Котов А.Б., Плоткина Ю.В., Терентьева Л.Б., Яковлева С.З. Позднерифейские щелочные граниты Дзабханского микроконтинента: к оценке времени распада Родинии и формирования микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 2008. Т. 420. № 3. С. 375–381.
  18. Aranovich L.Ya., Berman R.G. Optimized standard state and solution properties of minerals: II. Comparisons, predictions and applications // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. Vol. 126. № 1–2. P. 25–37.
  19. Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: A new technique, with petrological applications // Can. Mineral. 1991. Vol. 29. № 4. P. 833–855.
  20. Berman R.G., Aranovich L.Y. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO–MgO–CaO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–TiO<sub>2</sub>–SiO<sub>2</sub> // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. Vol. 126. № 1–2. P. 1–24.
  21. Buchan C., Pfander J., Kroner A., Brewer T.S., Tomurtogoo O., Tomurhuu D., Cuninghame D., Windley B. Timing of accretion and collisional deformation in the Central Asian orogenic Belt: implications of granite geochronology in the Bayankhongor Ophiolite Zone // Chem. Geol. 2002. Vol. 192. P. 23–45.
  22. Demoux A., Kroner A., Badarch G., Jian P., Tomurhuu D., Wingate M.T.D. Zircon ages from the Baydrag Block and the Bayankhongor Ophiolite Zone: time constraints on Late Neoproterozoic to Cambrian subduction- and accretion-related magmatism in Central Mongolia // J. Geology. 2009. Vol. 117. P. 377–397.
  23. Demoux A., Kroner A., Liu D., Badarch G. Precambrian crystalline basement in Southern Mongolia as revealed by SHRIMP zircon dating // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch). 2009. Vol. 98. P. 1365–1380.
  24. Jahn B.-M., Capdevila R., Liu D., Badarch G. Sources of Phanerozoic granitoids in Mongolia: geochemical and isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth. // J. Asian Earth Sci. 2004. Vol. 23. P. 629–653.
  25. Jian P., Kroner A., Wyndley B.F., Shi Yu., Zhang F., Miao L., Tomurhuu D., Zhang W., Liu D. Zircon age of the Bayankhongor ophiolite melange and associated rocks: time constraints on Neoproterozoic to Cambrian accretionary and collisional orogenesis in Central Mongolia // Precam. Res. 2010. Vol. 177. P. 162–180.
  26. Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // Treatise on geochemistry. Elsevier Ltd. 2003. Vol. 3. P. 593–659.
  27. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. Vol. 37. P. 485–494.
  28. Krogh T.E. Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. Vol. 46. P. 637–649.
  29. Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D. et al. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze craton South China, and correlations with other continents evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia // Precam. Res. 2003. Vol. 122. P. 85–109.
  30. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.
  31. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp. Publ. 1999. № 1a. 49 p.
  32. Mattinson J.M. A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. Vol. 116. P. 117–129.
  33. Poller U., Liebetrau V., Todt W. U–Pb single-zircon dating under cathodoluminescence control (CLC-method): application to polymetamorphic orthogneisses // Chem. Geol. 1997. Vol. 139. P. 287–297.
  34. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26. № 2. P. 207–221.
  35. Steiger R.H., Jäger E. Subcommittee of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 36. № 2. P. 359–362.
  36. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: Magmatism in the Ocean Basins / Eds. by Saunders A.D., Norry M.J. // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Рецензенты: К.Е. Дегтярев, Е.В. Скляр

## Convergent Boundaries and Related Igneous and Metamorphic Complexes in Caledonides of Central Asia

I. K. Kozakov<sup>a</sup>, E. B. Sal'nikova<sup>a</sup>, V. V. Yarmolyuk<sup>b</sup>, A. M. Kozlovsky<sup>b</sup>, V. P. Kovach<sup>a</sup>,  
P. Ya. Azimov<sup>a</sup>, I. V. Anisimova<sup>a</sup>, V. I. Lebedev<sup>c</sup>, G. Enjin<sup>d</sup>, Ch. Erdenejargal<sup>d</sup>,  
Yu. V. Plotkina<sup>a</sup>, A. M. Fedoseenko<sup>a</sup>, and S. Z. Yakovleva<sup>a</sup>

<sup>a</sup> *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, nab. Makarova 2,  
St. Petersburg, 199034 Russia*

*e-mail: ivan-kozakov@yandex.ru*

<sup>b</sup> *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences,  
Staromonetnyi per. 35, Moscow, 119017 Russia*

<sup>c</sup> *Tuva Institute for Exploration of Natural Resources, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences,  
Internatsional'naya ul. 117a, Kyzyl, 667007 Russia*

<sup>d</sup> *Institute of Geology and Mineral Resources, Mongolian Academy of Sciences, Ulaanbaatar, Postbox 423, 210524 Mongolia*

Received April 24, 2010

**Abstract**—Fragments of the crystalline complexes where Vendian metamorphism of moderate and elevated pressure predated Early Paleozoic metamorphism have been established in the accretionary–collisional domain of the eastern segment of the Central Asian Foldbelt (Early Caledonian superterrane of Central Asia). The geodynamic setting of the Vendian (~560–570 Ma) South Hangay metamorphic belt located in the junction zone of the Baydrag Block and the Late Riphean (~665 Ma) ophiolite complex of the Bayanhongor Zone is considered. The origination of this belt was related to the formation of the convergent boundary in the framework of the Zabhan microcontinent about 570 Ma ago. At the same time, an island–arc complex was formed in the paleo–oceanic domain. Metamorphism of elevated pressure indicates that Vendian structures with sufficiently thick continental crust were formed in the framework of the continental blocks. Vendian metamorphism is also established in the Tuva–Mongolia Massif and the Kan Block of the Eastern Sayan. These data show that the Late Baikalian stage predated the evolution of the Early Caledonian superterrane of Central Asia. The development of its accretionary–collisional structure was accompanied by Late Cambrian–Early Ordovician low–pressure regional metamorphism. Granulite–facies conditions were reached only at the deep levels of the accretionary–collisional edifice. The outcrops of crystalline complexes in the southern framework of the Caledonian paleocontinent are regarded as fragments of the Early Paleozoic Central Mongolian metamorphic belt.