ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮГО-ВОСТОКА ГОРНОГО АЛТАЯ

Н.И. Гусев, С.П. Шокальский

ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург

Определение U-Pb возраста цирконов осадочных и метаморфических пород в локальном варианте (SHRIMP II, La-ICP-ms) позволяет получить достоверные сведения о количестве и возрасте метаморфических событий, возрасте накопления осадочных пород и характере магматических провинций, питающих бассейн осадконакопления. Результаты геохронологических и изотопных исследований метаморфических комплексов Горного Алтая (Гусев, 2009; Gusev et al., 2010) и Китайского Алтая (Long et al., 2007, 2010) свидетельствуют, что эти образования не являются выступами древнего фундамента или раннедокембрийскими континентальными блоками, а представляют собой фрагменты фанерозойских геологических комплексов, преобразованные в процессе ранне- и среднепалеозойских тектонотермальных событий. В этом отношении показательными являются результаты, полученные по курайскому и южно-чуйскому полиметаморфическим комплексам на юго-востоке Горного Алтая (рис.1, 2).

Определение возраста цирконов проведено из пород метаморфических комплексов и флишоидов в Холзуно-Чуйской и Телецко-Чулышманской СФЗ Горного Алтая.

Южно-чуйский полиметаморфический комплекс. Данные о возрасте южно-чуйского комплекса в основном опубликованы (Плотников и др., 2002; Плотников и др., 2003; Гусев, 2009; Гусев и др., 2010), поэтому далее приводятся только краткие сведения. Ранее для южно-чуйских кристаллических сланцев и гнейсов были получены: (1) самые древние в Горном Алтае даты U-Pb классическим методом по циркону для метаморфического события M1 (540-560 млн. лет и (2) девонские (412 – 373 млн. лет для разных стадий) Rb-Sr и Ar-Ar датировки наложенных метаморфических событий HT\LP –типа M2 (Плотников и др., 2002). Однако полученные венд-кембрийские значения возраста метаморфических пород для эпизода М1 вызывали ряд вопросов. Так, на рубеже венд - ранний кембрий по периферии Сибирского палеоконтинента формировались субдукционно-аккреционные системы с активным вулканизмом, а коллизионные события, способные инициировать HT\LP метаморфизм, не известны. Кроме того, полученные цифры требовали пересмотреть в сторону удревнения возраст субстрата метаморфических пород южно-чуйского комплекса, в качестве которого, на основании сходства состава и изотопных характеристик, считается флишоидная палеонтологически немая горноалтайская серия среднекембрийско-раннеордовикского возраста (Шокальский и др. 2000).

В этой связи было предпринято дополнительное SHRIMP II и La-ICP-ms изучение цирконов из гнейсов и синметаморфических мигматитов южно-чуйского комплекса, а также зеленосланцево измененных песчаников горноалтайской серии из обрамления Южно-Чуйского блока высокометаморфизованных пород. В результате проведенного датирования получены следующие материалы.

Оказалось, что в гнейсах южно-чуйского метаморфического комплекса наиболее древние метаморфогенные цирконы имеют возраст 491 ± 6 млн. лет (проба 85, рис. 3, b, d и рис. 4). Наряду с ними распространены детритовые цирконы с тонкой ритмичной магматической зональностью раннекембрийского (530 ± 3.5 млн. лет) и позднекембрийского (503 ± 4 млн. лет) возрастов, а также зональные обломочные зерна докембрийских цирконов с возрастом: ядер - 1897-616 млн. лет, каемок - 600-560 млн. лет. По метаморфогенным оболочкам (рис.3, e) и новообразованным зернам циркона (рис.3, f) подтверждены наличие и возраст более поздних девонских метаморфических событий.

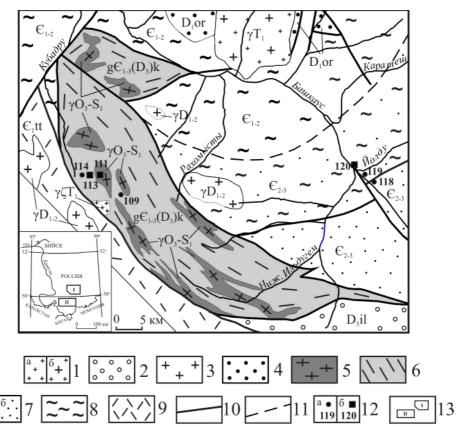


Рис. 1. Схема геологического строения Восточного Горного Алтая

1 — гранитоиды теранджиксого (а) и атуркольского (б) комплексов раннего триаса; 2 - красноцветные отложения ильдугемской серии позднего девона; 3 — гранитоиды кубадринского комплекса раннего-среднего девона; 4 — осадочные отложения оройской свиты раннего девона; 5 — гранитогнейсы и гнейсограниты позднего ордовика - раннего силура; 6 — гнейсы и сланцы курайского метаморфического комплекса; 7 — хлоритовые сланцы башкаусского метаморфического комплекса (а); флишоиды артлашской и кумурлинской свит среднего-позднего кембрия (б); 8 — саратанская свита и башкаусский метаморфический комплекс нерасчлененные; 9 — кремнистые сланцы тыдтуярыкской свиты раннего кембрия; 10 - разрывные нарушения; 11 — условная граница поля развития саратанской свиты; 12 — места отбора проб: а — на полный анализ (силикатный, ICP-MS), б - кроме того, на определение возраста цирконов методом SHRIMP II; 13 - на врезке - контуры схематических геологических карт: I — Восточного Горного Алтая, II - района Южно-Чуйского хребта (рис.2).

В результате датирования цирконов из жильного гранат-дистен-силлиманитового плагиогранитогнейса (лейкосома мигматита) южно-чуйского комплекса лазерной абляцией (LA-ICP-ms) получен конкордантный возраст 468,4±4,8 млн. лет (средний ордовик). Таким образом, метаморфическое событие М1 имело место в раннем-среднем ордовике, что отвечает по времени проявления масштабным аккреционно-коллизионным процессам, охватившим значительную часть Центральной Азии (Берзин и др., 1994; Хаин, 2001). С учетом близости вещественного состава и изотопных характеристик осадочных пород катунской свиты (нижняя часть горноалтайской серии) и гнейсов южно-чуйского комплекса, преобладающий объем протолита метаморфических пород вполне мог быть представлен кембрийско-раннеордовикскими турбидитами.

В метапесчаниках катунской свиты (проба 8-07-23, рис.3, a) установлены четыре возрастных кластера циркона. Большинство детритовых зерен в составе первого кластера показало возраст в районе 500 млн. лет. При этом определения возраста в диапазоне 525-545 млн. лет с пиком в 535 млн. лет наиболее многочисленны. Меньше распространены цирконы с возрастом 494-502 млн. лет. Зерна цирконов обеих групп имеют четкую магматическую зональность и умеренно высокие Th/U отношения. Остальные три возрастных кластера демонстрируют значения: 840 ± 78 млн. лет (10 зерен), 1997 ± 110 млн. лет (7 зерен) и

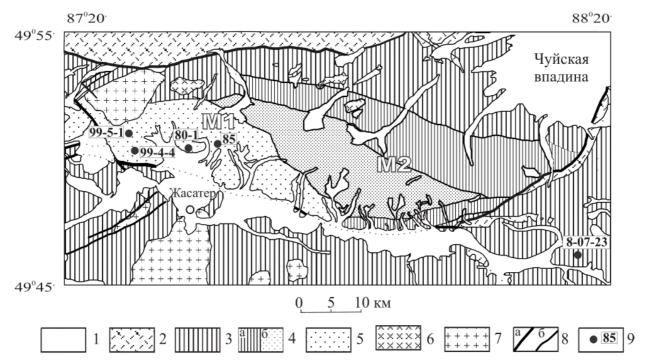


Рис. 2. Схема геологического строения Южно-Чуйского хребта

1 – четвертичные отложения; 2 - терригенно-вулканогенные отложения девона; 3 – осадочные породы горно-алтайской серии (\mathbb{C}_2 - \mathbb{O}_1); 4-5 – южно-чуйский метаморфический комплекс: 4 – метаморфические сланцы и гнейсы второго этапа метаморфизма (M2; андалузит-силлиманитовый HT/LP метаморфизм): a – наложенный на осадочные породы горно-алтайской серии, b – наложенный на метаморфические породы этапа M1; b – метаморфические сланцы и гнейсы первого этапа метаморфизма (M1, кианит-силлиманитовый метаморфизм); b – известково-щелочные гранитоиды рахмановского комплекса (b1-b2); b3 – редкометальные граниты чиндагатуйского комплекса (b3-b4); b5 – точки и номера проб на определение возраста U-Pb методом по цирконам (SHRIMP II).

2893±140 млн. лет (4 зерна). Таким образом, в метапесчаниках катунской свиты горноалтайской серии наиболее «молодые» зерна обломочного циркона имеют раннеордовикский возраст, что не противоречит времени ее формирования в диапазоне средний кембрий - ранний ордовик.

Эти материалы хорошо согласуются с данными по серии Наваће в Китайском Алтае, которую мы считаем эквивалентом горноалтайской серии. Детритовые цирконы из серии Наваће имеют облик и структуру магматических цирконов с ²⁰⁶Pb/²³⁸U возрастом между 460 млн. лет и 540 млн. лет и накапливались в субдукционно-акреционной обстановке (Long et al., 2007). Недавно появилось сообщение, что в серии Наваће в Северо-Западном Китайском Алтае была обнаружена более молодая популяция цирконов со средним возрастом около 438 млн. лет, на основании чего был сделан вывод о времени накопления этой толщи между ранним силуром и ранним девоном (Long et al., 2010). По нашему мнению, последние результаты китайских геологов относятся к более молодым, чем горноалтайская серия, осадочным образованиям. Это может быть фаунистически охарактеризованная брахиоподами и остатками рыб раннесилурийская тархатинская свита, сохранившаяся от денудации в некоторых грабенах Холзуно-Чуйского (Алтае-Монгольского) террейна.

Курайский полиметаморфический комплекс. Для определения возраста курайского комплекса были изучены цирконы из трех проб (рис.1): 1) гнейсов курайского метаморфического комплекса (проба 113 — дистен-силлиманит-биотитовый гнейс); 2) гранитоидов Куркурекского массива (проба 111 — биотитовый гранитогнейс), 3) зеленосланцево измененные породы башкаусского комплекса (проба 120 — хлоритизированный метапесчаник).

Пробы из курайского метаморфического комплекса отбирались на Тонгулакском хребте

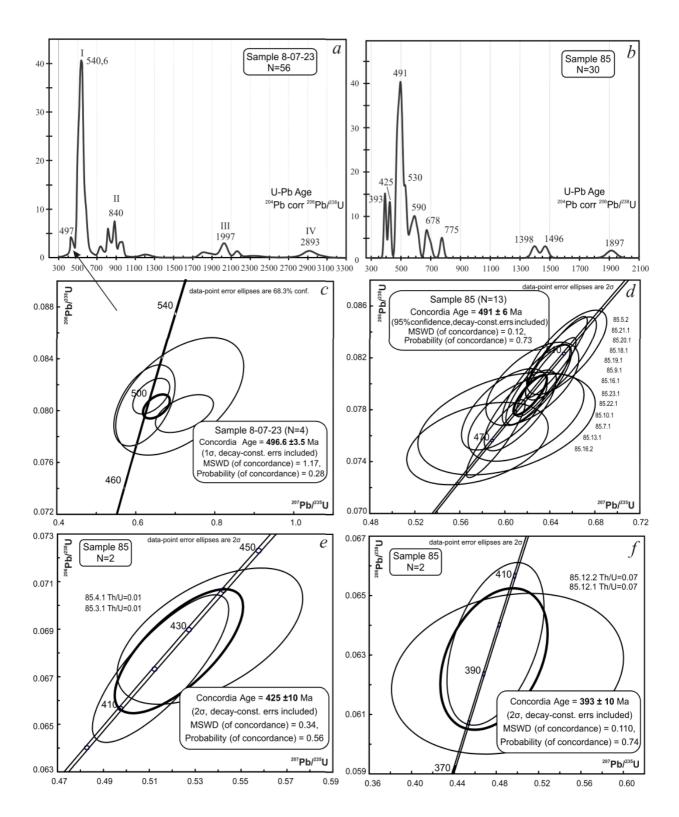


Рис. З. Возраст цирконов из района Южно-Чуйского хребта

a - гистограмма возрастов циркона (LA-ICP-ms) из пробы 8-07-23 — хлоритовый метапесчаник горноалтайской серии; b — тоже (SHRIMP II) из пробы 85 - силлиманит-эпидот-биотитовый гнейс южно-чуйского метаморфического комплекса; c - конкордантный возраст для наиболее молодых детритовых цирконов из пробы 8-07-23; d - конкордантный возраст для преобладающей популяции цирконов из пробы 85; e — конкордантный возраст по метаморфогенным новообразованным кристаллам циркона из пробы 85.

по линии разреза рр. Куркурек – Барахты, детальная петрографическая характеристика которого приводится А.И.Родыгиным (1968, с. 107-141). В пробу 113 были отобраны биоти-



Рис.4. Катодолюминисцентные изображения и результаты измерения возраста в высокорадиоактивных метаморфических оболочках цирконов из гнейсов южно-чуйского метаморфического комплекса (проба 85)

товые гнейсы из пачки 6 этого разреза, содержащие коричневато-бурый биотит (35-40%), плагиоклаз-андезин № 35 (30%), кварц (20%), силлиманит (3-4%), дистен (2-3%), апатит (1-2%). Гнейсы слабо мигматизированы. В шлифах фиксируется два этапа метаморфизма: ранний, в процессе которого образовались зеленоватый биотит и дистен, и более поздний - с коричневато-бурым биотитом, силлиманитом и андезином. Гранитогнейсы пробы 111 состоят из кварца (25-30%), олигоклаза № 25 (30%) и калишпата двух разновидностей: более ранних и крупных зерен ортоклаза (10%) и более поздних - решетчатого микроклина (20%). Биотит (3-

5%) - резко плеохроирующий от светло-желтого по Np до темно-зеленого, почти черного, по Ng.

В мигматизированных дистенсодержащих гнейсах курайского комплекса преобладают (50 % изученных зерен) кембрийские детритовые цирконы с тонкой ритмичной магматической зональностью и высоким Th/U отношением с конкордантным возрастом 510,1 \pm 7,5 млн. лет — рубеж раннего и среднего кембрия (рис.5). Метаморфогенные цирконы имеют возраст 443,8 \pm 9,5 млн. лет (одно зерно) и 422,9 \pm 9,1 млн. лет (еще одно зерно). Возраст самого позднего метаморфического события в дистен-содержащих гнейсах по 4 зернам с низким Th/U отношением — 380,1 \pm 7,4 млн. лет.

Возраст преобладающих цирконов из гранитогнейсов Куркурекского массива (проба 111 на рис. 5) - $443,4\pm9.8$ млн. лет (8 зерен) — граница ордовика и силура. Причем зерна тонко ритмично зональные и с отношением Th/U=0,43-1,36, что характерно для цирконов магматических пород. В гранитогнейсах Куркурекского массива встречены также два зерна с возрастом 387 ± 11 млн. лет., близким к возрасту поздней стадии метаморфизма в дистенсиллиманитовых гнейсах.

В хлоритовом метапесчанике (проба 120) башкаусского комплекса возраст детритовых цирконов магматического облика по 22 точкам образует раннекембрийский кластер 518±5 млн. лет (рис.6). Причем, наиболее «молодые» значения с возрастом 489-494 млн. лет приходятся на низкорадиоактивные и грубозональные зерна с высокими Th/U отношениями, источником которых могли служить базиты. Еще восемь зерен дают верхнерифейский возраст в диапазоне 800-1000 млн. лет, что соответствует каратавию. Одно совершенно окатанное незональное зерно имеет раннекарельский возраст 2047±44 млн. лет. Следовательно, возраст накопления осадочных пород (протолита) башкаусского метаморфического комплекса не древнее раннего кембрия.

По геохимическим данным подтверждается идентичность состава гнейсов южно-чуйского метаморфического комплекса и флишоидов горноалтайской серии, в том числе зеленосланцево измененных. Аналогичное геохимическое сходство отмечается между метапесчаниками артлашской свиты, зелеными сланцами башкаусского комплекса и гнейсами курайского метаморфического комплекса. Особенно хорошо это видно на рис. 7, б и г, где спектры редкоземельных элементов в гнейсах полностью перекрываются с таковыми в метапесчаниках. Данное обстоятельство может свидетельствовать в пользу образования гнейсов и зеленых сланцев за счет флишоидных пород горноалтайской серии в Холзуно-Чуйской СФЗ и артлашской и кумурлинской свит в Телецко-Чулышманской СФЗ.

Породы горноалтайской серии и протолит гнейсов южно-чуйского комплекса в Хол-

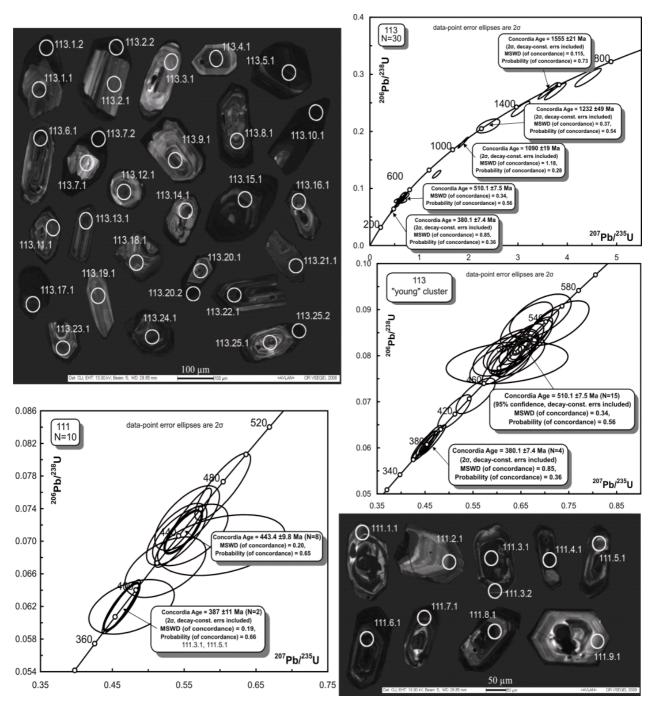


Рис. 5. Катодолюминисцентые изображения и конкордии для цирконов из пород Тонгулакского хребта Восточного Горного Алтая

113 – мигматизированный биотитовый гнейс с дистеном и силлиманитом курайского метаморфического комплекса; 111- биотитовый гранитогнейс Куркурекского массива.

зуно-Чуйской СФЗ имеют геохимические характеристики граувакк, формирующихся в обстановке океанических и преимущественно приконтинентальных островных дуг (рис. 8). Такие же результаты приводятся (Li et al., 2006) для пород группы Наване в Китайском Алтае. Метапесчаники артлашской свиты и башкаусского комплекса занимают заметно обособленное от горноалтайской серии Холзуно-Чуйской СФЗ положение за счет большей обогащенности торием, но их геохимические параметры также свидетельствуют об обстановке приконтинентальных дуг. Гнейсы курайского комплекса имеют такие же параметры, но мигматизированные разности резко обогащены Th.

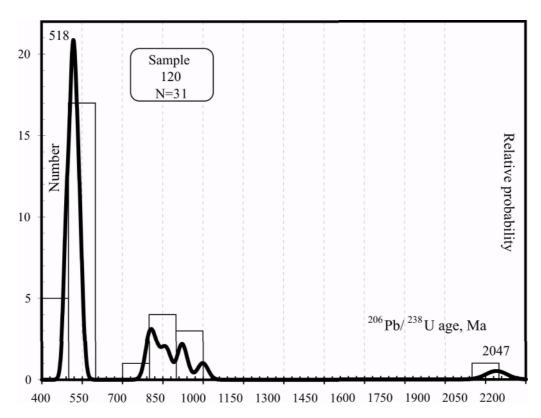


Рис.6. Гистограмма распределения возрастов цирконов из хлоритового метапесчаника башкаусского метаморфического комплекса (проба 120)

Заключение. В связи с наличием в гнейсах южно-чуйского и курайского полиметаморфических комплексов кембрийских детритовых цирконов магматического типа (тонкая ритмичная зональность и умеренно высокие Th/U отношения) можно сделать вывод, что эти комплексы не слагают выступы метаморфического основания каледонид. Гнейсы имеют коллизионно-метаморфическую природу. Сближенность во времени процессов осадконакопления и метаморфизма турбидитов горноалтайской серии свидетельствует в пользу принадлежности рассматриваемых обломочных и метаморфических пород к раннеордовикским аккреционноколлизинным образованиям. Метаморфические процессы в низах флишоидной серии сопровождались лавинной седиментацией в верхних частях разреза. Фрагменты размываемой кембрийской вулканической дуги обусловили обилие в осадочных породах горноалтайской серии детритовых ранне-среднекембрийских магматических цирконов, Наряду с ними в составе области питания осадочного бассейна, по-видимому, присутствовали и блоки зрелой докембрийской континентальной коры, поставлявшие цирконы нескольких дискретных возрастных групп: (1) позднерифейской 0,8-1,0 млрд. лет, (2) раннепротерозойской – 1,8-2,1 млрд. лет, и (3) позднеархейской – 2,7-3,0 млрд. лет. Раннее метаморфическое событие в южно-чуйском полиметаморфическом комплексе приходится на 490-466 млн. лет - ранний-средний ордовик. В курайском комплексе оно нами не зафиксировано, возможно, из-за небольшого числа измерений или переработки цирконов в связи с более поздними интенсивно проявленными метаморфическими событиями. Метаморфические и магматические события в курайском комплексе приходятся на рубеж верхнего ордовика и раннего силура. Цирконы этого возраста не зафиксированы в южно-чуйском метаморфическом комплексе, возможно, по причине недостаточно представительного опробования и ограниченного числа измерений.

В обоих метаморфических комплексах отмечаются единичные метаморфические цирконы с возрастом рубежа силур-девон ($422-425\pm9-10$ млн. лет). Наиболее отчетливо в обоих комплексах проявлено среднедевонское метаморфическое событие ($387-393\pm10-11$ млн.

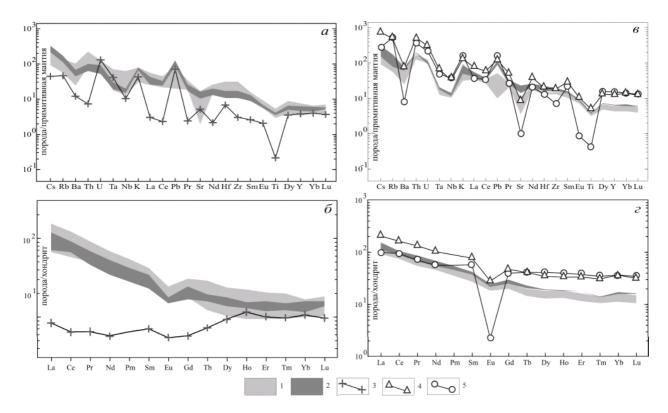


Рис.7. Мультиэлементные диаграммы для метапесчаников и гнейсов

При нормировании использован состав примитивной мантии и хондрита по Sun, McDonough (1989); *а,* δ – Холзуно-Чуйская СФЗ; *в,* ε – Телецко-Чулышманская СФЗ; 1- метапесчаники на *а* и δ - горно-алтайской серии, на *в* и ε - артлашской свиты и башкаусского комплекса; 2 – гнейсы; 3 – плагиогранитогнейсы гранат-кианит-силлиманитовые (лейкосома мигматита в южно-чуйском комплексе); 4 – мигматизированный биотитовый гнейс с дистеном и силлиманитом курайского метаморфического комплекса (проба 113); 5 – гранитогнейс Куркурекского массива (проба 111).

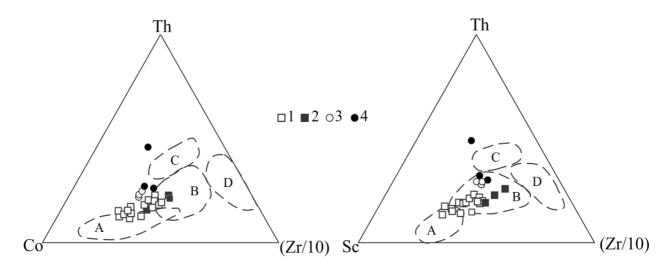


Рис.8. Тектонические обстановки накопления метапесчаников и протолита метаморфических пород

Основа диаграмм - по (Bhatia, Crook, 1986). Поля: А - океанические островные дуги, В - континентальные островные дуги, С - активные континентальные окраины, D - пассивные континентальные окраины. 1,2 – Холзуно-Чуйская СФЗ: 1 - метапесчаники горноалтайской серии; 2 - гнейсы южно-чуйского метаморфического комплекса; 3,4 – Телецко-Чулышманская СФЗ: 3 – метапесчаники артлашской свиты и башкаусского комплекса; 4 – гнейсы курайского метаморфического комплекса.

лет). В Юго-Восточном Горном Алтае этот метаморфизм предшествует формированию кубадринского (373±6,5 млн. лет, Крук и др., 2004) и юстыдского (375,4±5,5 млн. лет, Гусев и др., 2009) гранитоидных комплексов. Судя по тесной временной связи базитового и гранитоидного магматизма в Юстыдском прогибе (Гусев и др., 2009), это метаморфическое событие могло быть индуцировано мантийными процессами и формированием термальных куполов в связи с внедрением в кору базитовой магмы.

Литература

Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 7-8, с. 8–28.

Гусев Н.И. Возраст цирконов (U-Pb, SHRIMP II) метаморфических пород Холзуно-Чуйского блока (Алтай) и проблема докембрийского фундамента в западной части АССО // Природа и экономика Западной Сибири и сопредельных территорий. Том. 1. Геология и палеонтология / Материалы Всероссийской научной конференции. – Новокузнецк: РИО КузГПА, 2009. С. 32 - 35.

Гусев Н.И., Шокальский С.П., Вовшин Ю.Е. и др. Гранитоиды и базиты Юстыдского рудного узла // Региональная геология и металлогения, 2009, № 40, с. 82-98.

Крук Н.Н., Владимиров А.Г, Руднев С.Н. и др. Внутреннее строение, геодинамическая позиция и U-Pb изотопный возраст Кубадринского гранитоидного батолита // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 6, с. 688-702.

Плотников А.В., Бибикова Е.В., Титов А.В. и ∂p . О возрасте метаморфизма кианит-силлиманитового типа южно-чуйского комплекса (Горный Алтай): результаты U-Pb изотопного исследования цирконов // Геохимия, 2002, № 6, с. 579—589.

Плотников А.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г. и др. Sm-Nd изотопная систематика метаморфических пород западной части Алтае-Саянской складчатой области // Докл. РАН, 2003, т. 388, № 2, с. 228–232.

Родыгин А.И. Докембрий Горного Алтая (курайский метаморфический комплекс). Томск: Изд-во Томского госуниверситета, 1968. 327 с.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). - М: Научный мир. 2001. 606 с. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал "ГЕО", 2000. 188 с.

Bhatia M. R., Crook K. A-W. Trace element characteristics of grauwackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol., 1986, v. 92, p. 181-193.

Gusev N.I., Kruk N.N., Shokalsky S.P. Detrital and metamorphic zircons ages of flysch sequence and gneissic rocks from the Altai-Mongolian terrane (Russian Altai)// Geodynamic Evolution, Tectonics and Magmatism of the Central Asian Orogenic Belt: Abstracts of International Symposium. Novosibirsk: Sibprint. 2010. В печати.

Li H.J., He G.Q., Wu T.R., Wu B. Confirmation of Altai-Mongolia microcontinent and its implications // Acta Petrologica Sinica, 2006, vol. 22 (5), p. 1369–1379.

Long X., Sun M. C., Yuan W. et al. Detrital zircon age and Hf isotopic studies for metasedimentary rocks from the Chinese Altai: Implications for the Early Paleozoic tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt // Tectonics, 2007, 26, TC5015, doi:10.1029/2007TC002128.

Long X., Yuan C., Sun M. et al. Detrital zircon ages and Hf isotopes of the early Paleozoic flysch sequence in the Chinese Altai, NW China: New constrains on depositional age, provenance and tectonic evolution // Tectonophysics, 2010, vol. 480, 1-4, p. 213-231.

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