

МОЗАИЧНОЕ СТРОЕНИЕ КОРЫ КАЗАХСТАНА КАК ОТРАЖЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ РАЗВИТИЯ В ПАЛЕОЗОЕ

Ермолов П.В.

Институт проблем комплексного освоения недр МОН РК, Караганда, permolov@ipkon.kz

По результатам вещественно-структурных и изотопных исследований магматических и метаморфических пород в геологической истории Казахстана выделено 5 типов геодинамических обстановок и соответствующие им типы коры.

Фрагменты архей-протерозойского щита в островодужном окружении. Представитель – Кокшетауский и, возможно, Улытауский срединные массивы. Формирование материальной основы гнейсового фундамента началось в позднем архее и продолжалась до позднего протерозоя ($T_{(DM)} = 1,5-2,7$ млрд. лет), величина $\epsilon Nd(0)$ находится в диапазоне $-10...-25$ [6]. Уран-свинцовые датировки цирконов (ШРИМП) подтверждают данные Sm/Nd исследований (2-3.9 Ga). Начиная с раннего кембрия (524-526 Ma) и до позднего девона включительно в связи с активизацией островодужного окружения имела место амальгамация древней коры материалом мантийного происхождения как в форме интрузий, так и в результате аккреции фрагментов ювенильной коры. Изотопное изучение интрузивных пород данного периода [3] показывает значительное «омоложение» коры ($T_{(DM)} = 1-1,26$ Ga) и увеличение степени ее базитовости ($\epsilon Nd(t) = -4,72...+1,4$). Отражением сложной геодинамической истории структуры является ее металлогения: золото, олово, вольфрам при подчиненной роли меди и полиметаллов.

Шельфовый склон континента. Этому понятию наиболее полно соответствует Калба-Нарымский террейн Зайсанской складчатой области. Кристаллические породы фундамента террейна обнажаются в Курчумском горсте и далее на северо-запад вдоль всей границы террейна с Алтаем. Доказано [2,4], что последняя (раннекаледонская) фаза метаморфизма кристаллического фундамента, с образованием гнейсов, мигматитов и субавтохтонных тел гранитоидов, имела место в период с 510 по 450 Ma. Ей предшествовала длительная история, уходящая корнями в палеопротерозой (2.2 Ga), в которой, на основе изотопного и микроструктурного анализа циркона (ШРИМП) угадываются события как эрозионно-седиментного, так и магматогенного характеров. Изотопные характеристики кристаллических пород фундамента в целом приближены к таковым Кокчетавского срединного массива среднекаледонского времени ($T_{(DM)} = 0.9-1.2$ Ga; $\epsilon Nd(t) = +0.8...-6,7$). В течение позднего силура, всего девона и вплоть до ранней перми Калба-Нарымский террейн находился преимущественно в режиме седиментогенеза, а роль магматических процессов сводилась к символическому участию: объем магматических пород составлял не более 2%. Лишь в ранней перми террейн стал магматически активным. Здесь под влиянием Таримского суперплюма [1], следы которого в виде габбро-перидотитовых тел раннепермского возраста имеются в эрозионных окнах гранитов, произошло массовое плавление коры и формирование Калба-Нарымского батолита, который позволил получить информацию о составе и мощности гранитно-метаморфического слоя коры. По данным Sm/Nd изотопии протолит магматических расплавов, из которых формировался батолит, принципиально не отличался от кристаллического фундамента, выходящего на поверхность в северо-восточной части террейна: $T_{(DM)} = 0.8-1.1$ Ga; $\epsilon Nd(t) = +1,1...-2$. Расчет объема батолита в контуре от Шульбинской ГЭС на северо-западе до устья Кальджира на юго-востоке приводит к цифре 70 тыс. куб. км на твердую массу или примерно 80 тыс. куб. км магмы. Если допустить, что полнота плавления субстрата составляла 80%, то мощность участка коры в контурах батолита, вовлеченная в плавление, составляла 9-10 км. Причем, эта часть коры была очень зрелой, о чем можно судить по составу пород, слагающих батолит, а принимая во внимание обилие в батолите высокоглиноземистых гранитоидов S-типа, субстрат имел преимущественно метаседиментный состав. Металлогения террейна комплексная: в кристаллическом фундаменте имеются признаки медно-колчеданного оруденения в амфиболитах мезопротерозойского возраста, в верхнем структурном ярусе массовое развитие получили пермские редкометальные месторождения. Структуры с подобным типом коры, но меньшего масштаба, встречаются также в Центральном Казахстане.

Раннекаледонские островные дуги на коре переходного типа. К ним относятся Степняк-Селетинская и Чингиз-Тарбагатайская островодужные системы. Сложены последовательно дифференцированными вулканическими и интрузивными комплексами в сочетании с мощными накоплениями турбидитов аккреционного комплекса. Для Чингиз-Тарбагатайской дуги свойственны колчеданные золото-полиметаллические месторождения бесси (Абыз) и уральского (Майкаин, Космурун, Торткудук) типов, образование которых происходило в задуговых бассейнах рифтового происхождения при участии островодужных толеитов и субщелочных базальтов. В Селеты-Степнякской островодужной системе, для которой свойственен устойчивый щелочноземельный тренд эволюции как в базитах, так и в кремнекислых породах, проявлена классическая металлогеническая зональность в форме мезотермальных золото-кварцевых месторождений на северо-западе, сменяющихся к юго-востоку медно-порфировыми месторождениями в структурах кальдерного типа. Модельные изотопные характеристики коры показывают, по сравнению с предыдущими структурами, более молодой возраст ($T_{(DM)} = 0,75-0,85$ Ga) и более существенное участие мантии в ее формировании ($\epsilon Nd(t) = +2.0...+4.2$).

Позднекаледонские области завершённой складчатости на ювенильной коре венд-раннекембрийского возраста. Одна, наиболее изученная из них, протягивается от с-в Прибалхашья через Джунгарские ворота в Китай. Продолжением ее в Китае являются структуры, обрамляющие Джунгарскую плиту с северо-запада, известные как офиолитовый пояс Далабута. Модельный Sm/Nd возраст оценен по габбро-гранодиорит-гранитным комплексам силурийского и девонского возрастов и по тоналитам в офиолитах. Параметры его такие: $T_{(DM)} = 0.4-0.7$ Ga; $\epsilon Nd(t) = 4,52-5,58$ [5]. Молодой возраст коры и высокая доля в ее составе материала мантийного происхождения объясняется развитием в этой области офиолитовых поясов, близко отвечающих понятию «in situ», которые, по-видимому, внесли главный вклад в формирование ювенильной коры этих областей. Металлогения соответствует составу коры: мезотермальные золото-кварцевые жильные поля и меденосные скарны.

Глубинные линейные зоны щелочного метасоматоза позднепалеозойского возраста. На современном эрозионном срезе они выражены в виде поясов щелочных гранит-порфиров, пантеллеритов, гранитов. Протяженность поясов на территории Казахстана превышает 300 км, ширина 3-10 км. Самарий-неодимовые изотопные характеристики показывают очень молодой возраст источника и сильное обогащение его мантийным компонентом: $T_{(DM)} = 0.39-0.29$ Ga; $\epsilon Nd(t) = +5.33...+7,86$). Все петрографические и геохимические признаки указывают на коровый источник: низкотемпературный гипертальусный состав при очень высокой кремнекислотности 74-76%; отсутствие каких-либо базитовых предшественников; концентрации Rb, U, K сопоставимы с таковыми в верхней коре и в десятки раз превышают содержание этих элементов в нижней коре; породы резко обеднены Ba и Sr. Все эти свойства не оставляют сомнения в том, что образование щелочных кремнекислых расплавов в метаморфических комплексах коры возможно. Таковыми специфичными метаморфическими комплексами могут оказаться щелочные метасоматиты, возникшие в зонах глубинных разломов под влиянием рифтогенных процессов в надсубдукционной мантии. Металлогения редкоземельно-урановая.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисенко А.С. и др. // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 166-182.
2. Ермолов П.В., Полянский Н.В. // Геология и охрана недр. 2008. № 3 (28). С. 17-24.
3. Шамагин К.Р. и др. // Геотектоника. 2001. № 5. С. 26-44.
4. Briggs M.S. et al. // GSA Bulletin, July/August. 2007. V. 119. № 7/8. P. 944-960.
5. Heinrich J. et al. // Tectonophysics. 2000. V. 328. P. 69-87.
6. Shatsky V.S. et al. // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. T. 137. P. 185-205.