

**ГЕНЕЗИС ГРАНИТОИДОВ И РУД  
ГЛАВНОГО КОЛЫМСКОГО ЗОЛОТОНОСНОГО ПОЯСА:  
СООТНОШЕНИЕ КОЛЛИЗИОННЫХ И СУБДУКЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ**

**Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М.**

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,  
Магадан, metamor@neisri.ru*

Гомодромная серия гранитоидов (малые интрузии и дайки кварцевых диорит-порфиристов нера-бохапчинского комплекса, штоки гранодиоритов – гранитов – басугуньинского, адамеллит-лейкогранитовые батолиты – колымского) локализована среди деформированных юрских отложений Иньяли-Дебинского мегасинклинория в тысячекилометровой полосе северо-западного простираания, известной как Главный Колымский батолитовый, он же золотоносный (свыше 4000 т Au), пояс (соответственно ГКБП и ГКЗП).

Геологический возраст басугуньинского и колымского комплексов определяется достаточно уверенно: они метаморфизуют бат-нижнекелловейские толщи и не проникают в отложения верхнего келловея – оксфорда. 13 Rb-Sr изохронных дат подтверждают внедрение гранитоидов в конце средней юры,  $169 \pm 3 \dots 162 \pm 2$  млн. лет назад [2]. Этот же интервал показывают реликтовые U-Pb, Ar-Ar и K-Ar даты [3]. Нера-бохапчинский комплекс внедрялся до складчатости (она происходила в конце средней – начале поздней юры), батолиты – синхронно.

Гранодиориты-лейкограниты – типичные представители высокоглиноземистых водных плутонических гранитоидов [6]. Для гранодиоритов характерен парагенезис кварца, двух полевых шпатов, умеренно глиноземистого биотита, роговой обманки, граната альмандинового ряда и ильменита [4, 5, 7]. В адамеллитах и лейкогранитах сосуществуют высокоглиноземистый биотит, мусковит, кварц, два полевых шпата, кордиерит, андалузит и ильменит. Породы нера-бохапчинского комплекса кристаллизовались в условиях повышенной щелочности (парагенезис роговой обманки и ортоклаза) в обстановке низкой окисленности (ильменитовая феррофация, по [6]); гранодиориты – при  $P_{\text{общ}} - 0,5-4,6$  кбар, содержании  $H_2O$  в расплаве 2-4 %,  $T - 800-620^\circ C$ , что соответствует глубине 2-6 км [5]; адамеллиты и лейкограниты батолитов – глубже 7 км ( $700-650^\circ C$ ,  $P_{\text{общ}} - 3,5-5,0$  кбар,  $P_{H_2O} > 2,5$  кбар) [4, 5, 7]. Минералогические и геохимические особенности гранитоидов (соотношение элементов со щелочными и кислотными свойствами) указывают на их формирование при взаимодействии расплавов с флюидной фазой повышенной кислотности, обусловившем кристаллизацию высокоглиноземистых минералов и ильменита [9]. Эти данные, при учете взаимоотношений со складчатостью, хорошо согласуются с условиями коллизии. Кварцевые диорит-порфиристы выступают здесь как раннеколлизийные (раннеорогенные).

Возраст ассоциирующих с гранитоидами Au-Q руд, определенный Ar-Ar и K-Ar методами по метасоматитам и полевым шпатам, составляет около 145 млн. лет [2]. Гипотезы, объясняющие уникальность ГКЗП, многочисленны: магматогенные, метаморфогенные, метаморфогенно-магматогенные. Однако ни метаморфогенная, ни метаморфогенно-магматогенная не в состоянии раскрыть причины отсутствия Au-Q руд в регионально-метаморфизованных осадочных толщах других районов мезозой (Полоусненский синклинорий, Сугойский прогиб и т.п.). Среди магматогенных наиболее детально модель [8]. Автор физико-химически строго реконструирует процесс генерации кислых высокоглиноземистых магм, доказывая, что именно они служат источником золотоносных гидротерм, корректно объясняет пространственную разобщенность батолитов и руд. Но остаётся непонятным временной разрыв между гранитоидами и рудами длительностью, как минимум, в 15 млн. лет.

Мы обращаем внимание на то, что в интервале 160-145 млн. лет формировался надсубдукционный Уяндино-Ясачненский вулканогенный пояс (УЯВП), расположенный к северо-востоку от ГКБП. Учёт процессов, обусловивших формирование этого тектонического сооружения, позволяет объяснить многие особенности ГКЗП. Так, контуры главных золотороссыпных районов параллельны простираанию УЯВП, т.е. располагаются над палеосейсмофокальной зоной, контролировавшей движение ювенильного флюида – первопричины рождения УЯВП. По мере движения от УЯВП на юго-запад, в направлении погружения палеосейсмофокальной зоны, во флю-

иде возрастала активность калия, вызывая изменение состава магматических и рудных образований. В частности, в Штурмовском рудном поле внутрирудные дайки сложены роговообманковыми микродиоритами, тогда как юго-западнее, на Наталкинском месторождении, присутствуют биотит-калишпатовые спессартиты с мантийными концентрациями Ni и Co. Мантийные флюидные потоки обусловили высокие содержания металлов платиновой группы в рудах. Сродство K и Ag привело к уменьшению пробности Au в месторождениях по мере погружения палеосейсмофокальной зоны от 935-940 до 750-670, вплоть до появления Au-Ag и Au-полиметаллических руд – типичных для УЯВП. В этом же направлении количество калеофильного W (в форме шеелита) в россыпях меняется от знакового до значительного (до 25 %), появляется барит – типичный минерал месторождений, связанных с мантийными калиевыми магмами. Водные вытяжки из рудного кварца обогащаются калием [1]; кроме того, в составе жильного материала возрастает доля адуляра.

Изложенное убедительно свидетельствует, на наш взгляд, о влиянии эндогенных процессов, протекавших в перивулканической зоне УЯВП, на формирование Au-Q руд. Первичное тонкорассеянное магматогенное оруденение подвергалось в этих условиях регенерации, обогащению и, в конечном счете, к локализации руд в штокверках, что объясняет интенсивную россыпную золотоносность региона. Уникальные по продуктивности рудно-россыпные районы расположены над той частью палеосейсмофокальной поверхности, которая продуцировала водонасыщенные известково-щелочные андезит-дацит-риолитовые магмы. На участках, где рождались базальтоиды толеитового типа, отмечаются лишь незначительные рудопроявления и малопродуктивные россыпи.

Еще одно следствие функционирования сейсмофокальной зоны заключается в термальном воздействии на интрузии ГКЗП, которое стёрло большинство первичных (юрских) Ar-Ar, K-Ar, U-Pb меток в породах нера-бохапчинского, басугуньинского и колымского комплексов, и повторно их изотопные часы включились лишь 150-145 млн. лет назад. Особо отметим, что широко распространённому мнению о высокой устойчивости U-Pb изотопных систем акцессорных цирконов противоречит тот факт, что характер распределения U-Pb дат в гранитоидах полностью совпадает с распределением K-Ar дат [2, 3].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. 250 с.
2. Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Котляр И.Н. Геохронология и геохронометрия эндогенных событий в мезозойской истории Северо-Востока Азии. М.: Наука, 2007. 358 с.
3. Котляр И.Н., Жуланова И.Л. Методические проблемы U-Pb SHRIMP-датирования мезозойских магматогенных цирконов (на примере Северо-Востока России) // Изотопные системы и время геологических процессов. Мат-лы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб: ИГГД РАН, 2009. Т. 1. С. 266-269.
4. Соболев А.П. Мезозойские гранитоиды Северо-Востока СССР и проблемы их рудоносности. М.: Наука, 1989. 249 с.
5. Трунилина В.А. Геодинамика и металлогения // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 256-259
6. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.
7. Шевченко В.М. Интрузивные комплексы верховьев реки Колымы и Примагаданья. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. 95 с.
8. Шкодзинский В.С. Геодинамика и металлогения // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 467-499.
9. Эпельбаум М.Б. Силикатные расплавы с летучими компонентами. М.: Наука, 1980. 242 с.