

Еще в 20-х годах прошлого столетия академик А.Ф. Иоффе и физик П. Эренфест пришли к выводу, что при большой нагрузке на кристаллы происходит их деформация, сопровождаемая звуком. Причина тому – появление в кристалле новых дефектов (полостей и трещин), вследствие которых спектр издаваемого им звука изменяется. В процессе внутреннего «прослушивания» кристаллов осуществляется ранняя диагностика их «заболеваний».

Строение минерала стабильно, пока он находится в «родной» генетической среде (месте своего образования). При изменении условий существования форма кристаллов начинает изменяться, и он постепенно стареет, разрушается и умирает. Усталость минералов возникает в результате сложного взаимодействия электрических, механических и электрохимических процессов и выражается в микрорастрескивании. Статическая усталость приводит к постепенному старению и последующему умиранию кристаллов.

Минералы способны болеть в силу несоответствия условий среды для их существования, либо принимая отрицательную энергетику живых организмов. Для восстановления сил и отдыха минералов их необходимо поместить в среду, близкую к условиям места их образования.

Известны факты не только роста минералов, но и размножения путем фрагментирования (поверхность камня намокает, на ней появляется выпуклость, разрастающаяся со временем, которая впоследствии откальвается от материнской особи). Местные жители называют подобные образцы тровантами.

Французские исследователи-геологи А. Решар, П. Эсколье и биолог А. Демон после изучения пород, взятых в разных точках земного шара, выяснили, что камни обладают подобием процессов жизнедеятельности, только очень замедленных. По их мнению, структура минералов способна меняться с возрастом, более того – присутствует дыхание. На один «вдох» уходит от трёх дней до двух недель, а каждый «удар сердца» длится около суток. Фотографируя камни с большими временными промежутками, учёным удалось установить, что некоторые индивиды способны даже к самостоятельному передвижению. Они движутся в одиночку и группами медленно, порой зигзагообразно, преодолевая десятки метров пути и оставляя хорошо видимые борозды в песчаном грунте. Сам процесс движения зафиксировать не удалось, и объяснения феномена блуждающих камней пока нет.

Если проанализировать все вышеперечисленные функции кристаллов и сопоставить их с функциями живых организмов, то провести грань между живой и неживой природой достаточно сложно.

Таким образом, можно говорить о том, что для планеты Земля минералы и горные породы, так же как и биотические сообщества, выполняют роль информационных узлов или узлов сознания.

Литература

1. Кривенко В.В., Хмелевская А.В., Потенба Г.П. Литотерапия. – М.: Педагогика-Пресс, 1994. – 222 с.

БЛАГОРОДНО-МЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ОЛИВИНОВЫХ КЛИНОПИРОКСЕНИТАХ ИДЖИМСКОГО ГАББРО-ПЕРИДОТИТ-ПИРОКСЕНИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ЗАПАДНЫЙ САЯН)

Т.Ю. Черкасова

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Объектом исследования автора является благородно-метальная минерализация, обнаруженная в оливиновых клинопироксенитах из габбро-дунит-перидотитового иджимского комплекса Верхнеамьельского рудного района. Предполагаемым источником сноса обломков пород, представленных оливиновыми клинопироксенитами, является небольшой массив, расположенный в 7–8 км на юго-восток от хорошо изученного Калнинского массива, имеющего в своем составе породные ассоциации, близкие по составу к отобранным образцам. Образцы, содержащие минералы платиновой группы (МПГ) изучались на базе МИНОЦ «Урановая геология» Томского политехнического университета на электронном сканирующем микроскопе Hitachi S3400N (оператор С.С. Ильенок).

Макроскопически оливиновые клинопироксениты имеют свежий облик и характеризуются грязно-зеленым цветом с незначительными темными прожилками частично замещенного серпентином оливина. Размеры зерен которого варьируют в пределах от 2 до 4 мм. Текстура пород плотная, однородная и массивная. Структура панидиоморфная, средне-крупнозернистая. Содержание оливина достигает 10 %. Клинопироксен представлен диопсидом и слагает основной объем пород, размер его зерен колеблется в пределах от 3 до 6 мм. Аналогичные малоизмененные диопсидиты, слагающие поздние дайки в дунит-гарцбургитовых породах офиолитовой серии, описаны в Калнинском массиве А.Д. Еханиным [1]. Данных о присутствии в них благородно-метальной минерализации зафиксировано не было.

В оливиновых клинопироксенитах визуально установлена сульфидная вкрапленность, составляющая от 8 до 10 % от объема пород. Сульфидные зерна хаотично распределены в породе и встречаются как в клинопироксене, так и на границе с оливином. Состав их неоднороден и представлен в большей степени халькопиритом, пирротинном и пентландитом, в меньшей степени борнитом. Наряду с названными минералами отмечаются миллерит и ковеллин. Сфалерит и галенит зафиксированы в виде единичных спорадических зерен.

Палладиевая минерализация фиксировалась как в виде совместных сростаний с платиновой фазой в зерне халькопирита, заключенным в пентландит (рис), так и в виде самостоятельной фазы теллурида палладия в халькопирите. Она представлена теллуридом палладия с примесью ртути, по составу близкому к темагамиту

Pd_3HgTe_3 , теллуридом палладия и платины; сульфидом палладия и платины, близким по составу к купериту $(\text{Pt,Pd})\text{S}$ или бреггиту $(\text{Pt,Pd})\text{S}$ (рис.). Сходная рудная минерализация отмечалась в оливиновых клинопироксенитах Дзелятышорского массива Урала [2] и интерпретирована авторами находок как проявление нового малосульфидного золото-платинометалльного типа рудной минерализации. По мнению А.М. Пыстина с соавторами [2] Дзелятышорский массив по своему геологическому строению, химическому составу породообразующих минералов, геохимическим особенностям не может быть отнесен к офиолитам, среди которых он залегает, и рассматривается авторами как фрагмент либо расслоенного интрузива, либо как часть платиноносного дунит-пироксенит-габбрового комплекса уральской ассоциации. Состав благородно-металльной минерализации Дзелятышорского массива весьма разнообразен: самородное золото (Au), самородное серебро (Ag), бреггит $(\text{Pt,Pd})\text{S}$, котульскит PdTe , высокцит (PdS) . В изученных оливиновых клинопироксенитах установлены: самородное золото (Au), самородный мышьяк As с примесями Co и Ni, самородное серебро (Ag), аварит (Ni, Fe) , цинкистая латунь (Cu, Zn) .

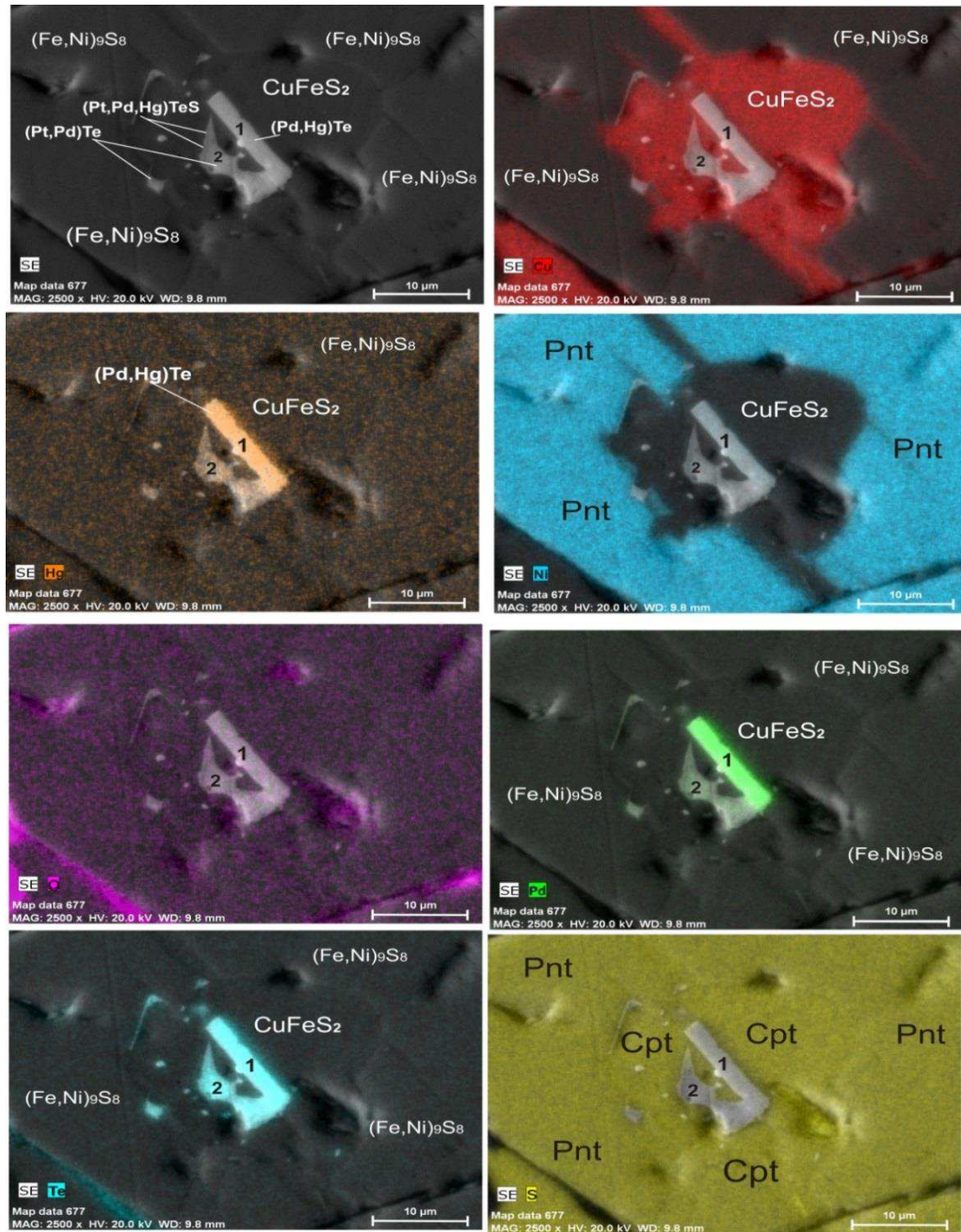


Рис. Карта компонентного состава фрагмента рудного зерна, вмещающего благородно-металльную минерализацию. Cpt – халькопирит, Pnt – пеннландит; 1 – теллурид палладия с примесью ртути, 2 – теллурид платины и палладия

Такое обилие и разнообразие самородных металлов и их сплавов, а также присутствие в минералах, содержащих платину и палладий, примеси ртути могут свидетельствовать о высокой степени флюидонасыщенности металлоносных растворов и их восстановительном характере. Полученные результаты свидетельствуют о нахождении минералов платиновой группы не только в хромититах, которые являются традиционным источником платиноидов в мафит-ультрамафитовых массивах Верхнеамьельского рудного района, но и в оливиновых клинопироксенитах.

О перспективности данного района на присутствие благороднометальной минерализации известно уже с 50-ых гг. прошлого века. В это время А.В. Крюковым [1] в россыпях р. Кална были установлены следующие платиноиды: осмистый иридий (OsIr), рутениридосмин (RuIrOs), изоферроплатина (Pt₃Fe), тетроферроплатина (PtFe), железистая платина, туламинит (Pt₂FeCu), ферроникельплатина (Pt₂FeNi), высоконикелистая платина (Pt(FeNi)₂), спериллит (PtAs₂), потарит (PtHg), а также сульфиды, сульфоарсениды, теллуриды, арсениды, антимониды палладия и родия. Затем, в 2003 г., А.П. Кривенко, М.Ю. Подлипский [1] при проведении поисковых работ на хром в пределах Калнинского массива во вкрапленных хромититах диагностировали спериллит (PtAs₂), различные сплавы Pt-Fe-Ni, палладий, содержащий антимонид (Pd₂CuSb), и осартит ((Os,Ru)AsS). С появлением современных способов диагностики вещества открываются новые возможности для получения данных о распределении МПП и условиях формирования благородно-метальной минерализации в мафит-ультрамафитовых комплексах различной природы. На основании проведенных исследований показано, что источником своеобразной платинометальной минерализации в россыпях Западного Саяна являются не только хромититы, но и оливиновые клинопироксениты в массивах калнинского типа.

Работа выполнена при финансовой поддержке Томского политехнического университета Проект ВИУ_ИПР_114_2014.

Литература

1. Еханин Д.А. Геология и рудоносность Калнинского ультрабазитового массива (Западный Саян) // Автореферат. Дис. ...канд. геол.-минер. наук. – Красноярск, 2010. – 23 с.
2. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Генералов В.И., Потапов И.Л. Новый тип золото-платинометалльного оруденения на Полярном Урале // Известия Коми НЦ Уро РАН. – Сыктывкар, 2010. – Т. 3. – № 2. – С 48 – 53.

ВАРИАЦИИ ВЕЛИЧИНЫ ЦЕРИЕВОЙ АНОМАЛИИ В КРЕМНЕВЫХ ПОРОДАХ ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

В.Э. Черников

Научный руководитель профессор И.В. Кемкин

Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток, Россия

На основании многочисленных данных по распределению редкоземельных элементов (РЗЭ) в современных донных осадках и древних кремнисто-глинистых породах рядом исследователей рассчитаны средние величины Се аномалии для различных океанических фациальных зон. Так, для пелагических осадков, накапливающихся в 400 км зоне от спрединговых хребтов, величина Се аномалии ($Se/Se^* = (Se \text{ обр.}/Se \text{ NASC})/(0,5 (La \text{ обр.}/La \text{ NASC}) + 0,5 (Pr \text{ обр.}/Pr \text{ NASC}))$, где NASC – североамериканский композитный сланец, изменяется от 0,14 до 0,36 и в среднем составляет 0,29 (существенная отрицательная аномалия). Для осадков абиссальных районов средняя величина составляет 0,55 (разброс значений от 0,23 до 1,06) – умеренная отрицательная аномалия. Для приконтинентальных областей седиментации среднее значение Se/Se^* равняется 1 (от 0,90 до 1,20), т. е. слабо отрицательная и положительная аномалии.

С целью выяснения фациальных условий формирования кремневых образований Сихотэ-Алиня были выполнены определения содержаний РЗЭ и элементов-примесей в этих породах методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП МС). Фрагмент разреза кремневых образований обнажен в борту безымянного ручья – 4 правого притока р. Беневка. Здесь на толеитовых базальтах СОХ-типа залегают собственно кремни, постепенно переходящие выше по разрезу в глинистые кремни, а затем в кремнистые аргиллиты, которые, в свою очередь, также постепенно сменяются аргиллитами, далее алевролитами и, наконец, переслаиванием алевролитов и песчаников.

Результаты геохимического изучения кремневых пород показали, что величина отрицательной Се аномалии (Se/Se^*) в ряду кремней – кремнистый аргиллит закономерно уменьшается от 0,34 до 0,92 (табл., рис.), свидетельствуя о том, что накопление этих пород осуществлялось в пелагической области палеоокеана, но в разных ее частях. Самая нижняя часть кремневого разреза (первые 4 м) накапливалась в пределах 400 км зоны от спредингового хребта. Вышележащие кремни (следующие 3 м), в соответствии с величиной Se/Se^* , формировались в пелагиали, но в непосредственной близости от 400 км зоны.

Для наращивающих разрез выше кремней и сменяющих их глинистых кремней (следующие 18 м) по величине Se/Se^* последовательно реконструируется обстановка пелагиали и переходной части пелагиали к приконтинентальной области седиментации. Последним 12 м кремневого разреза, в пределах которых глинистые кремни постепенно сменяются кремнистыми аргиллитами, по геохимическим характеристикам соответствует часть палеоокеана, непосредственно примыкающая к приконтинентальной области седиментации (вероятно, зона перегиба и верхняя часть океанического склона желоба). Для пород этой части разреза отмечается слабо выраженная отрицательная Се аномалия.