

## МАНТИЙНЫЕ ПЛЮМЫ КАК ВЕРОЯТНЫЕ ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

*Приведены результаты изучения геохимии редких и рудных элементов мантийных пород и комплексных месторождений ряда регионов. Мантийные плюмы являются вероятными источниками рудного вещества крупнейших месторождений подвижных поясов и платформ.*

**Ключевые слова:** мантийные плюмы, литофильные и халькофильные элементы, рудные месторождения.

**В.С. Лутков, В.В. Андреев, О.В. Чуенко. МАНТИЙНІ ПЛЮМИ ЯК ВІРОГІДНІ ДЖЕРЕЛА РУДНОЇ РЕЧОВИНИ.**

*Наведено результати вивчення геохімії рідкісних та рудних елементів мантийних порід та комплексних родовищ низки регіонів. Мантийні плюми є вірогідними джерелами рудної речовини найбільших родовищ рухомих поясів та платформ.*

**Ключеві слова:** мантийні плюми, літофільні та халькофільні елементи, рудні родовища.

**Актуальность.** Одна из важнейших фундаментальных и прикладных проблем рудогенеза – выявление источников рудного вещества. Мощность континентальной коры составляет в среднем 40 км, тогда как нижняя граница мантии находится на глубине 2900 км. В последние десятилетия доказана реальность процессов метасоматоза (высокофлюидного магматизма) в верхней мантии (ВМ), существенно влияющего на распределение рудных и редких элементов (РЭ) [18, 26 и др.]. Возникла новая область металлогении, т.н. «нелинейная металлогения», изучающая закономерности формирования в коре мантийных месторождений [24]. Представления о мантийных источниках рудного вещества базируются не только на пространственно - временных соотношениях оруденения с мантийными магматитами, но и на непосредственных изотопно-геохимических исследованиях мантийных пород. Особый интерес представляет определение геохимической и рудной специализации мантийных пород в отношении РЭ, которые обычно увязываются с коровыми образованиями. В последние годы бурно развивается новое направление в геологии – теория мантийных плюмов, во многом изменяющая традиционные представления об источниках рудного вещества крупнейших месторождений [4, 7, 15, 19 и др.].

В связи с этим нами изучены поведение и формы нахождения РЭ в мантийных ксенолитах и щелочных пикритоидо-базитах (ЩБ) Памиро-Тянь-Шаньского региона (ПТШ). Кроме того, рассмотрены вопросы генезиса ряда месторождений РЭ подвижных поясов и платформ (Тянь-Шань, Памир, Украина, Чукотка), связанных с ультрабазитами, базитами, щелочно-ультраосновными породами, ЩБ, их дифференциатами и продуктами гидротермально-метасоматической переработки.

**Мантийные плюмы** открыты с помощью методов сейсмотомографии, изотопного анализа, исследований петрологии и геохимии вулка-

нитов. Термохимические плюмы – огромные вертикальные колонны «горячего» и «обогащенного» вещества (расплавы и флюиды), возникающие в нижней мантии или на границе мантии и внешнего жидкого ядра и содержащие до 10-15% несовместимых РЭ [17, 19]. Набор магматических серий - индикаторов плюмовых процессов, непрерывно расширяется – от бимодальных ассоциаций, пикритов, ЩБ, кимберлитов, лампроитов, карбонатитов, траппов до огромных плутонов щелочных и фойдовых сиенитов, субщелочных гранитов. Крупные массы первичных плюмовых расплавов пикритов, а также кимберлитов и лампроитов обогащены некогерентными РЭ и несут информацию о термодинамическом и геохимическом режиме глубинных зон мантии. Размеры ареалов плюмового магматизма варьируют от 100-200 км («горячие точки», диапиры) до 10000 км (суперплюмы). Обычная продолжительность активности плюмов – 15-30 млн. лет, иногда до 110-200 млн. лет [7]. Месторождения плюмового типа формируются при процессах геохимической дифференциации обогащенной мантии за счет привноса сверхглубинными расплавами и флюидами щелочей и литохалькофильных РЭ [19].

**Литосфера ПТШ.** Геохимический профиль ПТШ определяют эпикратонные эвсиалические структуры: активизированные в фанерозое блоки AR2 - PR1, активные континентальные окраины и континентально-рифтогенные зоны, менее офиолитовые пояса и зоны острово-дужного типа. Мощность земной коры варьирует от 40 до 75 км. Сиалический тип коры позволял увязывать месторождения ПТШ с преобладающими гранитоидами.

В герцинидах Южного Тянь-Шаня известно около 90 трубок и многочисленные дайки алмазоносных К-ЩБ, связанных с эпигерцинской активизацией (MZ1) и «рассеянным рифтогенезом». Изотопия Sr (0,7040-0,7075) свидетельствует о связи ЩБ с обогащенной мантией. Изучение более 1500 ксенолитов по-

казало, что ВМ характеризуется высокой деплетированностью и широким развитием продуктов плавления и К-метасоматоза перидотитовой мантии (табл. 1). Около 50-60% ультрабазитов подверглись карбонатизации (лиственитизации). На-ЩБ и мантийные нодулы Срединного Тянь-Шаня (Кураминская зона) имеют пониженный фон литофильных РЭ, но повышенный – халькофильных РЭ.

В киммеридо-альпидах Памира диатремы ультракалийевых ЩБ содержат нодулы гранатфлогопитовых пироксенитов, эклогитов, глиммеритов (25-36 кб, 950-1050°C). Они образовались при процессах плавления ВМ, подъема и

кристаллизации в коре мантийных расплавов, последующей континентальной субдукции, эклогитового метаморфизма и воздействия Тибетского суперплюма (5000 x 6000 км). Последний выделен на базе данных сейсмотомографии, с учетом высокого теплотока, гигантского дефицита масс в средней и нижней мантии, массового развития ЩБ [16]. Время зарождения суперплюма фиксируется по К-метасоматозу в ВМ (Ar/Ar-возраст слюд глиммеритов и эклогитов 11 млн. лет) и образованию позднемиоценовых тел фергусит-карбонатит-сиенитовой серии.

Таблица 1

## Максимальные содержания РЭ в мантийных ксенолитах и ЩБ ПТШ (г/т)

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Li	42	109	213	104	30	5	512	953	953	28	12
Rb	7	201	144	548	5	<1	89	480	548	58	375
Cs	3	38	22	60	<1	<1	329	680	680	2,5	8
F, %	0,08	1,6	0,23	0,43	0,03	0,02	0,21	1,06	1,6	0,19	0,46
B	>160	51	62	3	8	37	-	>160	>160	143	-
Zr	38	242	315	289	7	19	128	600	600	205	1000
Nb	4	26	131	15	7	2	23	148	148	111	172
Sr	120	527	1367	1800	2311	43	417	5100	5100	900	2120
U	1,7	0,3	0,8	4,0	0,4	<0,3	0,6	20	20	3,0	2,5
Th	<1	<1	4	14	1	<1	10	280	280	14	50
Sn	5	10	>50	5	>50	1	>50	>50	>50	10	7
Hg	0,9	<0,01	0,4	-	25	0,09	0,11	4,1	25	0,01	-
Sb	4,3	2,1	5,9	-	13,2	2,2	-	17	17	-	-
Pb	5	122	74	100	505	<2	16	190	505	10	42

Ксенолиты (1-6): 1-шпинель-флогопитовые перидотиты, 2-флогопитовые пироксениты-глиммериты (La-18, Ce-47), 3- горнблендиты, 4-биотит-санидиновые эклогиты (La-44, Ce-94), 5-листвениты (W-4, Cu-32, Zn-270, Au-0,52), 6-средние содержания РЭ в ультрабазитах Юж. Тянь-Шаня (то же, в Кураминской зоне: Zn- 72-110, Cu -32-68, Ag- 0,16-0,3, U- 0,8-4, Pb -7-10), 7-щелочные пикритоиды MZ1, 8-ЩБ, лампрофиры MZ1-N2 (W-41, Y-150, La-305, Ce-507), 9-мантийные породы ПТШ, 10-11 – средние содержания РЭ в кимберлитах (10) и лампроитах (11) [8,9]. РЭ определены следующими методами: Li, Rb, Cs (пламенная фотометрия), Zr, Sr, Th, Nb (рентгенофлюоресцентный), B, Zn, Pb, Cu (спектральный), Hg (атомно-абсорбционный), U (люминесцентный), Sb, Ag, Au (ИНАА), TR (ICP-MS) в лаб. ВСЕГЕИ, ВИРГ, ИГЕМ РАН, ЦНИГРИ, ИГ АН РТ, Калифорнийского университета. Прочерк – нет данных.

Следует отметить, что в геологической истории ПТШ, наряду с процессами эволюции, проявлена унаследованность вещества в литосферных разрезах и в разновозрастных магматитах и месторождениях. Подобные явления можно увязать с флюидно-магматической эволюцией плюмов, во многом определяющих геохимический профиль региона [11]. При сравнении Тянь-Шаня и Байкало-Монгольского региона, входящих в единый Центрально-Азиатский (Урало-Монгольский) подвижный пояс, установлены их существенные различия в составе и эволюции магматизма, земной коры, ВМ и ору-

денения [12]. Это указывает на длительные связи литосферы сравниваемых геохимических (металлогенических) провинций с разными глубинными источниками, вероятно, плюмового типа.

Ниже рассмотрены вопросы геохимии и возможные источники РЭ в мантийных ксенолитах, ЩБ и месторождениях ПТШ и других регионов.

**Литофильные РЭ.** Бор обогащает ультрабазиты ксенолитов и офиолитов (табл.), используя дефекты решеток и газово-жидкие включения. Выявлена корреляция между содержания-

ми В в мантийных и коровых образованиях, что также говорит о связи В с подкоровыми источниками [11]. ПТШ относится к бороносным провинциям, а на Памире известно крупное известково-скарновое месторождение данбурита. Ранее оно связывалось с мелкими телами турмалиновых гранитов, но позднее установлено, что огромные запасы В явно превышают «возможности» гранитов, а связь В-скарнов и гидротермального данбурита с гранитами отсутствует.

Фтор обнаруживает два уровня накопления: в мантийных лампроитах, К-ЩБ, карбонатитах и редкометалльных гранитах, онгонитах. Главным концентратором F в мантийных породах ПТШ является флогопит (до 1,7-3%). Поэтому F накапливается в флогопитовых пироксенитах, глиммеритах, в которых его содер-

жания иногда выше, чем в редкометалльных гранитах. ПТШ отмечен разнообразными флюоритовыми месторождениями, но главными являются гидротермальный и карбонатитовый типы. Карбонатиты Памира (N2) содержат до 25-35% флюорита. Примеси Sr, Ba, Th, U, TR в флюорите подтверждают связь карбонатитов с К-ЩБ, причем флюорит выделялся от магматического (1050°C) до гидротермального (460°C) этапов [21]. Гидротермальные месторождения F в Тянь-Шане связывали с герцинскими гранитами, но позднее установлен альпийский возраст флюоритовой минерализации, в т.ч. в теле-термальных месторождениях Hg и Sb. Источником месторождений барит-флюоритовой формации могли быть мантийные глиммериты, флогопит которых содержит 17% BaO и 1,8% F.

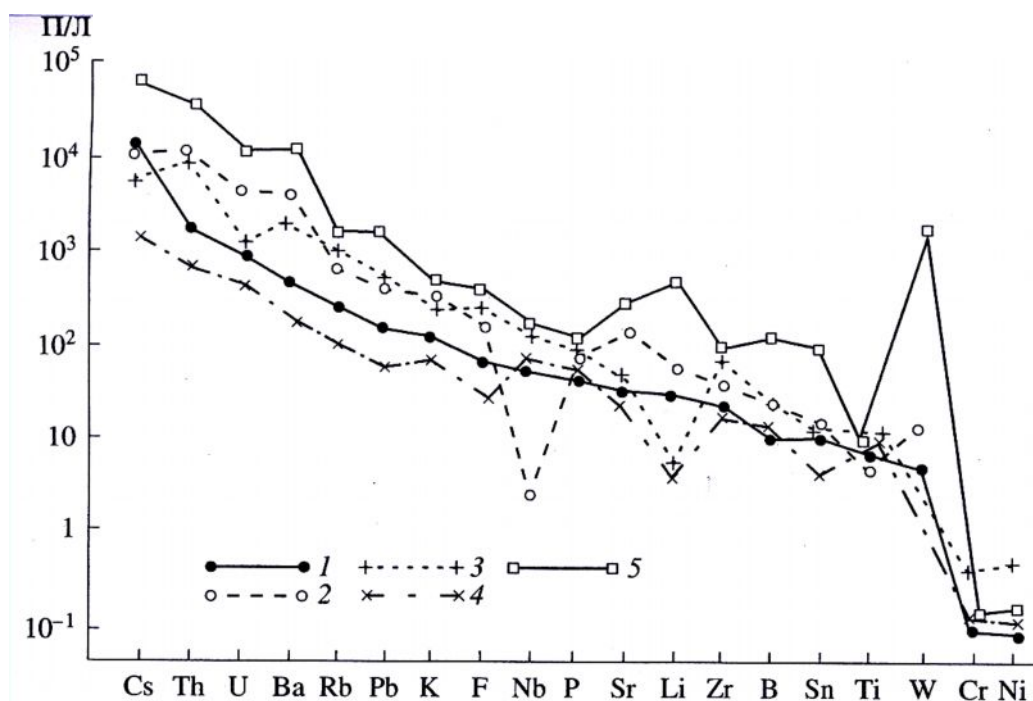


Рис.1. Спайдер-диаграмма РЭ в ЩБ ПТШ [11]. П/Л – отношение порода/примитивный лерцолит (среднее из данных Х. Венке, В. Коваленко, И. Рябчикова, Э. Ягутца и др.). Средние содержания РЭ (1-4): 1- в ЩБ Юж.Тянь-Шаня (MZ1), 2- в ЩБ Юж.Памира (палеоген-миоцен), 3- в лампроитах [9], 4- в континентальных щелочных базальтах (среднее из данных Л. Бородина, К. Ведеполь, Б. Лутца, В. Ярмолюка и др); 5- максимальные концентрации РЭ в ЩБ региона.

Li, Cs (Rb, Sn, W). Для первичных мантийных перидотитов ПТШ типичны низкие содержания этих РЭ, тогда как ЩБ и нодулы метасоматитов обогащены ими (табл., рис.1,2). Средние содержания РЭ в мантийных породах близки к региональным кларкам коры ПТШ, а максимальные концентрации выше, чем в редкометалльных гранитах [11]. Лишь Rb входит в структуру флогопита и санидина (до 450-500 г/т), другим РЭ свойственны низкие содержания в слюдах и амфиболах (1-18 г/т) и неструктурные формы нахождения в мантийных поро-

дах. Это объясняет неравномерное распределение и высокую подвижность РЭ в ВМ.

Обращает внимание, что региональная специализация в отношении Li, Sn, В проявлена не только в зонах с континентальной корой, но и в ультрабазитах и толеитах офиолитовых поясов и островодужных зон ПТШ с переходной и субокеанической литосферой. Эти структуры различаются составом магматитов, типом литосферы и глубиной «корней», что указывает на участие подлитосферного вещества, по видимому, плюмового типа [11].

Известен крупнейший в мире альпийский редкометалльный пегматитовый пояс (Гиндукуш, Каракорум, Тибет, Гималаи), северная часть которого захватывает Памир [17]. Сподумен-поллуцитовые пегматиты генетически связаны с S-гранитами, образовавшимися при плавлении метapelитов. Вызывают удивление гигантские масштабы пояса: для коры такая выдержанность состава на огромной территории не типична, что показало и изучение коровых разрезов Памира. Высокие концентрации Li и Cs в мантии ПТШ не исключают возможности их привноса в кору. Это согласуется с присутствием в коре зон метасоматоза, обогащенных Li, Cs, Sn, B, F. К тому же Li обнаружен в кварце (32-222 г/т) ряда мантийных месторождений Ag, Au, Sb, F.

В этом плане показательны сведения о связи W-оруденения с метасоматическим гидротермальным преобразованием тел гипербазитов-базитов и формирование Au-Hg-Sb-W-месторождений Чукотки [1,3] и данные о скарново-гидротермальной W-минерализации в месторождениях Среднего Тянь-Шаня (Ni, Co, Pt, Pd, Au, Hg, Sb, W) [2,3]. Есть основания считать, что эти редкометалльные и комплексные месторождения формировались при участии как корового, так и мантийного вещества [3].

Стронций. Для нодулей ультрабазитов характерны низкие концентрации Sr. Они резко возрастают в мантийных K-метасоматитах, карбонатитах и ЩБ (табл.). Sr входит в структуру санидина, анортклаза, F-апатита, керсутита. Определена корреляция Sr с Ca, CO<sub>2</sub>, щелочами. Его содержания возрастают в лиственитизированных ультрабазитах, где он входит в структуру карбонатов (С имеет мантийный изотопный состав).

В Афгано-Таджикской депрессии развиты крупные целестиновые месторождения вадозно-гидротермального типа. Они входят в состав альпийского пояса месторождений Sr, в которых сосредоточена основная часть мировых запасов Sr. Огромные размеры пояса, по сути совпадающего со Средиземноморским подвижным поясом, однотипный состав и синхронность образования месторождений делают вероятной их связь с геохимической эволюцией подкоровых зон. Намечаются аналогии в механизме формирования ксенолитов лиственитов ПТШ [10] и месторождений целестина. Последние, видимо, связаны с углекислотной дегазацией мантии, переносом растворов в кору, вадозно-гидротермальной мобилизацией и концентрацией Sr [13].

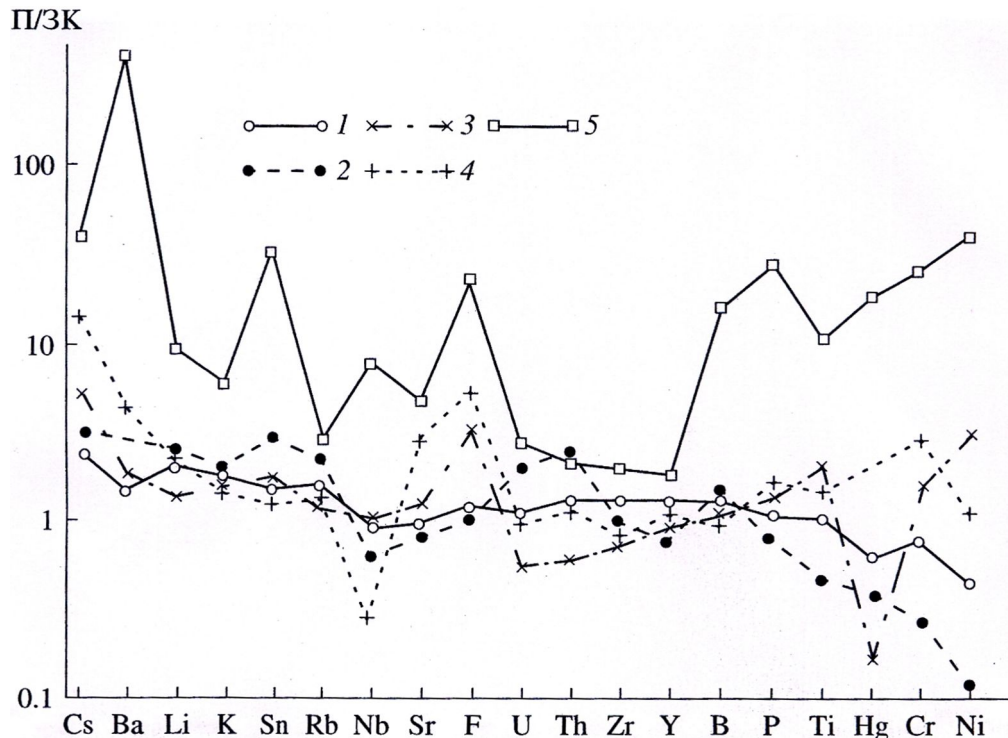


Рис.2. Спайдер-диаграмма мантийных метасоматитов (магматитов) и коровых пород региона [11]. П/ЗК – отношение порода/земная кора (глобальные кларки РЭ в континентальной коре, среднее из данных А.Беуса, К.Ведополя, С.Тейлора-С.Мак-Леннана). 1- кора ПТШ, 2- региональные кларки гранитоидов, 3-5- мантийные метасоматиты-магматиты (3-флогопитовые пироксениты, глиммериты Тянь-Шаня, 4- пироксениты, эклогиты Памира, 5- максимальные концентрации РЭ в мантийных нодулях ПТШ).

Zr,Nb,TR,Y,Th,U. Среди ЩБ ПТШ максимальные содержания этих РЭ установлены в К-ЩБ Памира и связанных с ними карбонатитах и лейцитовых сиенитах. В Ti-ЩБ Тянь-Шаня повышены концентрации Nb. Высокие содержания легких TR определены в нодулях гранат-флогопитовых вебстеритов и санидин-биотитовых эклогитов (табл.). В мантийных включениях Кураминской зоны, где находятся месторождения радиоактивных элементов, повышены содержания U. Наиболее глубинные магматиты Земли – щелочные пикриты, кимберлиты, лампроиты, являющиеся индикаторами геохимического режима плюмов [7], также обогащены этими РЭ.

В Приазовском блоке Украинского щита развита серия щелочных пород – от ультраосновных до нефелиновых сиенитов, граносиенитов (1,6-1,9 млрд.лет) и связанных с ними редкометалльно-редкоземельных месторождений (Zr, Nb, TR, Y, Th, U, Ta, Sc, F). Температура кристаллизации циркона и бритолита в сиенитах на 300-400°C превышает температуры ликвидуса. Это, видимо, обусловлено влиянием щелочно-ультраосновных расплавов плюмового типа [4]. С мантийными магмами связано и образование флюорита и карбоната. В зонах глубинных разломов в связи с внедрением кимберлитов и карбонатитов сформированы месторождения редких металлов, TR, Au, F [22]. Образование магматитов и месторождений Приазовского блока обусловлено формированием и эволюцией в PR1-2 мантийных плюмов [23].

**Халькофильные РЭ** образуют максимальные (вплоть до рудных) концентрации в ксенолитах апоперидотитовых лиственитов и некоторых ЩБ Тянь-Шаня (табл.). В мантийных породах обнаружены антимонит, киноварь, золото, галенит, сфалерит [11]. Au-Hg-Sb-минерализация накладывается на трубки ЩБ и ксенолиты лиственитов. В Южном Тянь-Шане разрабатывается гигантское месторождение Sb, а ПТШ входит в состав планетарного Hg-Sb-пояса. Предполагается, что пояс связан с газовыми струями из глубинных зон Земли, вплоть до нижней мантии [14].

Серебро-полиметаллическое месторождение Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня (Ag, Pb, Zn, Cu, Bi, U, F) не связано с какими-либо магматитами. Запасы металлов в нем превышают 100 000 т, т.е. оно относится к ряду месторождений-гигантов [20]. Sr-изотопия по нодулям ультрабазитов в ЩБ (0,7056-0,7076) указывает на метасоматоз ВМ. Околорудные метасоматиты имеют близкие отношения изотопов Sr. Месторождение увязывается с мантийным диапиром и активированной им ман-

тийно-коровой флюидно-магматической системой [20]. Это согласуется с обогащением ЩБ и нодулей ультрабазитов этой зоны типоморфными РЭ месторождения (табл.).

Золоторудные месторождения нередко ассоциируются со средними-кислыми породами и иногда связываются с коровыми источниками. Однако давно выявлены высокие содержания Au в метеоритах и разноформационных ультрабазитах-базитах [25]. Распределение Au в этих породах, в отличие от сидерофильных РЭ, крайне неравномерное, что обусловлено присутствием Au в виде неструктурных примесей. В процессе кристаллизационной дифференциации и ликвации ультрамафитовых магм образуются рудные ассоциации Cu-Pt-Au-Ag. В связи с гидротермально-метасоматическими процессами в телах ультрабазитов-базитов (листвениты, гидротермальные и метасоматические тела) формируются W-Au-Hg-Sb-месторождения и самостоятельные месторождения Au лиственитового типа. Их происхождение связано с деятельностью мантийных флюидов [3].

Скарново-гидротермальное месторождение Куру-Тегерек в Срединном Тянь-Шане с халькофильно-сидерофильной минерализацией (Cu, Zn, Au-Pd-Pt, Ni-Co, Bi, Hg) характеризуется многоэтапным формированием оруденения с многоактным поступлением мантийных флюидов [2].

Золото-полиметаллические месторождения Приазовья размещаются в грабен-синклиналях, сопоставимых с золотоносными троговыми структурами Украинского щита [6]. Особенности Au-минерализации свидетельствуют о метаморфогенно-гидротермальном генезисе месторождений за счет первичного Au, рассеянного в ультрабазитах и амфиболитах. Нельзя исключать и его гидротермально-метасоматического происхождения в связи с поступлением растворов из мантии, что характерно для контактово-метасоматических месторождений с благородно-редкометалльно-полиметаллическим оруденением [4]. Во всех рассмотренных рудных объектах первоисточником Au является мантия, а формирование месторождений обусловлено длительной миграцией Au в коре [3].

**Выводы.** 1. В верхней мантии выявлены геохимические аномалии: концентрации литохалькофильных РЭ в мантийных метасоматитах и ЩБ на 2-3 порядка выше их содержаний в первичной лерцолитовой мантии. Более того, они близки или даже превосходят глобальные и региональные кларки коровых метаморфитов и гранитоидов, включая и некоторые редкометалльные разности последних.

2. Установлены пространственно-временные, статистические и геохимические связи в распределении РЭ в мантийных и коровых образованиях. Показательна корреляция между типом вещества мантийных метасоматитов и общей геохимической (металлогенической) специализацией регионов. Эти данные подтверждают влияние мантийных расплавов (флюидов) на коровые геохимические и рудные процессы.

3. Интенсивное проявление флюидно-магматического воздействия на ВМ и земную кору кратонов и подвижных поясов с мощным привносом ряда литохалькофильных РЭ может служить дополнительным индикатором воздействия подлитосферных термохимических плюмов.

4. В регионах с сиалическим типом коры и доминирующей ролью гранитоидов, с которыми

связывалась ранее почти вся РЭ-минерализация, преобладают крупные месторождения мантийного (коромантийного) генезиса. Не менее важны в этом плане факты ассоциации в единых месторождениях мантийных (Cr, Ni, Co, Pt, Pd, Hg, Sb) и «коровых» РЭ (Li, Rb, Cs, W, Sn, Au, U). Данные по изученным и другим регионам показывают, что уникальные (гигантские) месторождения, определяющие их рудную базу, имеют мантийную, вероятно, плюмовую природу.

5. Современные сведения по геохимии мантийных пород и связи крупнейших месторождений с мантийными (плюмовыми) источниками следует учитывать при проведении прогнозно-металлогенических и поисково-разведочных работ.

#### Литература

1. Андреев В.В., Воеводин В.Н. Новый тип благородно-редкометально-полиметаллического оруденения // *Наук. Вісник НГА України. -Дніпропетровськ, 2000. -№3. -С. 8-9.*
2. Андреев В.В. Комплексное медно-золоторудное месторождение Куру-Тегерек и поисково-оценочные критерии месторождений аналогичного типа. Автореф.канд.дисс. / ЦНИГРИ. -М., 1974. -С. 1-24.
3. Андреев В.В., Чуєнко О.В. Мінералого-геохімічні фактори рудогенерації золота та рідкісних металів у ході еволюції базальтоїдної магми // *Вісник ХНУ, №924, Геологія-географія-екологія, 2010. - Вип. 33. - С.10-15.*
4. Андреев В.В., Чуєнко О.В. Геологічні умови комплексування і сепарації рідкіснометалевого, рідкісноземельного та благородного зруденіння в Приазовському блоці Українського щита // *Вісник ХНУ, №864, Геологія-географія-екологія, 2009. -Вип. 30. -С. 22-27.*
5. Андреев В.В. Утворення та природне асоціювання мінералів в земній корі. -Харків: ХНУ, 2009. -92с.
6. Бобров О.Б., Сіворонов А.О.,Гурський Д.С., Лисенко О.А. Геологічна будова та золотоносність Сорочинської зеленокам'яної структури (Західне Приазов'я). -Дніпропетровськ : Арт-Прес, 2000. -148 с.
7. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.,Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. -Новосибирск: СО РАН, 2001. -409с.
8. Илупин И.П., Ваганов В.И.,Прокопчук Б.И. Кимберлиты. -М.: Недра, 1990. -248с.
9. Лампроиты. -М.: Наука, 1991. - 301 с.
10. Лутков В.С., Могаровский В.В.,Луткова В.Я. Петрогеохимические особенности и генезис ксенолитов лиственитов в щелочных базитах Южного Тянь-Шаня // *Геохимия, 2007. -№8. -С. 803-813.*
11. Лутков В.С.,Могаровский В.В.,Луткова В.Я. Геохимические аномалии в мантии Памира и Тянь-Шаня: к проблеме глубинных источников рудного вещества // *Геохимия, 2007. -№5. -С. 507-521.*
12. Лутков В.С.,Могаровский В.В.,Луткова В.Я. К вопросу о геохимической неоднородности верхней мантии Центрально-Азиатского подвижного пояса // *Геохимия,2004. -№4. -С. 370-383.*
13. Могаровский В.В.,Лутков В.С. О вероятном мантийном источнике стронция при формировании целестиновых месторождений // *Докл.АН РТ, 2008. -Т.51, №1. -С. 53-57.*
14. Озерова Н.А. Ртуть и эндогенное рудообразование. -М.: Наука, 1985. - 232 с.
15. Осокин Е.Д.,Алтухов Е.Н.,Кравченко С.М. Критерии выделения, особенности формирования и локализации гигантских месторождений редких элементов // *Геол.рудн.мест., 2000. -Т. 42, №4. - С. 389-396.*
16. Погребной В.Н.,Сабитова Т.М. Отражение структуры Тибетского плюма и сейсмичности Восточной Азии в региональных геофизических полях//*Геол.и геофиз.,2001.-Т.42,№10.-С.1532-1542.*
- 17.Россовский Л.Н. Гигантский масштаб гранитоидного магматизма и литиевых месторождений как результат тектоно-магматической активизации Памиро-Гиндукушского региона в альпийскую эпоху // *В сб. «Геол.и геоф.Тадж.». -Душанбе, 1993. -№3. -С. 43-63.*
- 18.Рябчиков И.Д. Состав верхней мантии Земли // *Геохимия, 1997. -№5. -С. 467-478.*
- 19.Рябчиков И.Д. Геохимические критерии глубинного источника магм плюмовой обстановки //В сб. «Магм.,метасом.форм.и связ. с ними оруд.» -Ташкент, 2005. -С. 318-320.
20. Сазонов Ю.Г.,Бортников Н.С.,Злобина Т.М. и др.. Многометальное (Ag,Pb,U,Cu,Bi,Zn,F) Адрасман-Канимансурское рудное поле (Таджикистан) и его рудообразующая система // *Геол.рудн.мест., 2000. -Т. 42, №4. -С. 350-362.*
21. Файзиев А.Р. Элементы-примеси как индикаторы генезиса флюоритов. -Душанбе : Деваитич, 2002. -185 с.
- 22.Шаталов Н.Н. Дайки Приазовья. - Киев : Наук.думка, 1986. - 223 с.



23. Шаталов Н.Н., Радзивил В.Я., Потапчик И.С., Шаталов А.Н. Докембрийские мантийные плюмы и металлогения Украинского щита. Мат-лы межд.симпоз. «Мантийные плюмы и металлогения». - Петрозаводск-Москва, 2002. - С. 295-296.
24. Щеглов А.Д. Основные проблемы современной металлогении. -Л. : Недра, 1987. -231 с.
25. Щека С.А., Моисеенко В.Г., Фоминых В.Г. Основные закономерности распределения золота в интрузивных базитах и гипербазитах // Докл.АН СССР, 1971. -Т. 201. - С. 461-463.
26. Roden M.F., Murthy V.R. Mantle metasomatism // Ann. Rev. Earth and Planet Sci., 1985. -V.13. -P.269-296.

УДК 556.314

О.А. Остроух, аспірант,  
Київський національний університет імені Тараса Шевченка

## ЯКІСНА ОЦІНКА ПРИРОДНОЇ ЗАХИЩЕНОСТІ ПІДЗЕМНИХ ВОД ЗАСОБАМИ ГІС

На прикладі ґрунтового водоносного горизонту четвертинних алювіальних відкладів території південно-західної частини Закарпатської області виконана просторова оцінка природної захищеності ґрунтових вод з використанням ГІС-технологій.

**Ключові слова:** ґрунтовий водоносний горизонт, захищеність, бальна оцінка, растрова модель.

**О.А. Остроух. КАЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ПРИРОДНОЙ ЗАЩИЩЕННОСТИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД СРЕДСТВАМИ ГИС.** На примере ґрунтового водоносного горизонта четвертинных аллювиальных отложений территории юго-западной части Закарпатской области выполнена пространственная оценка естественной защищенности ґрунтовых вод с использованием ГИС-технологий.

**Ключевые слова:** ґрунтовый водоносный горизонт, защищенность, балльная оценка, растровая модель.

**Постановка проблеми.** Підземні води південно-західної частини Закарпатської області широко використовуються для господарсько-питного водопостачання. Найбільше експлуатаційне значення має ґрунтовий водоносний горизонт четвертинних алювіальних відкладів мінайської світи (la P<sub>II</sub> III mп). Однак, у зв'язку із зростаючими потребами в чистій прісній воді (у промисловому виробництві, побуті тощо) підземні води відчують на собі істотне антропогенне навантаження, що призводить до їх забруднення.

**Стан вивчення проблеми.** Інтенсивність антропогенного впливу на підземні води багато в чому визначається ступенем їхньої захищеності. Під природною захищеністю водоносного горизонту від забруднення розуміється його перекриття відкладами, що перешкоджають проникненню забруднюючих речовин з поверхні землі [5].

Вивчення захищеності підземних вод від забруднення і стійкості до антропогенного впливу служить одним з інструментів регулювання відносин між компонентами геоекосистем, важливою ланкою в розробці основ раціонального використання і охорони водних ресурсів. У 1989 році на основі матеріалів геологічних, геоморфологічних зйомок, пошуково-розвідувальних робіт на прісні води видана карта природної захищеності підземних вод масштабу 1: 200 000, яка відображає стан ґрунтових вод в адміністративних границях Закарпатської області [1].

Захищеність залежить від багатьох факторів, які можна розділити на дві групи: природні

і антропогенні. До основних природних чинників відносяться: глибина до рівня підземних вод, наявність в розрізі і потужність слабопроникних порід, літологія і сорбційні властивості порід, співвідношення рівнів досліджуваного і вище розташованого водоносних горизонтів. До антропогенних факторів перш за все слід віднести умови знаходження забруднюючих речовин на поверхні землі і, відповідно, характер їх проникнення у підземні води, хімічний склад забруднюючих речовин і, як наслідок, їх міграційну здатність, сорбційність, хімічну стійкість, час розпаду, характер взаємодії з породами і підземними водами.

Захищеність підземних вод можна охарактеризувати якісно і кількісно. У першому випадку в основному розглядаються тільки природні фактори, в другому – природні та техногенні. Якісна оцінка може бути проведена у вигляді визначення суми умовних балів. Бальна оцінка захищеності ґрунтових вод детально розроблена В.М. Гольдбергом [2]. Сума балів, що залежить від умов залягання ґрунтових вод, потужностей слабопроникних відкладів і їх літологічного складу, визначає ступінь захищеності ґрунтових вод. Для розрахунку суми балів необхідно скласти бали, отримані за потужність зони аерації та бали за потужність слабопроникних відкладів, що наявні в розрізі. За сумою балів виділяють шість категорій захищеності ґрунтових вод. Найменшою захищеністю характеризуються умови, що відповідають категорії I, найбільшою – категорії VI.

**Метою дослідження** є просторова оцінка природної захищеності ґрунтових підземних