

Глубинные процессы и золотосульфидное оруденение

© В. В. Гордиенко, 2013

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 9 июля 2012 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

Розглянуто процеси формування золотосульфідних родовищ. Використано дані стосовно території України та інших регіонів. Показано зв'язок родовищ з постгеосинклінальною активізацією та аномальне зростання проникності розломних зон.

The processes of gold-sulfide deposits formation have been considered. The data for the territory of Ukraine and other regions have been used. The connection of deposits with post-geosyncline activation and anomalous increase of permeability of fault zones has been shown.

Введение. Эта разновидность коренных месторождений золота рассматривается в связи с возможностью оперировать данными по известным автору примерам на территории Украины. Не оспаривая мнение Х. Тейлора о том, что «... каждое рудное месторождение представляет собой, по-видимому, единственное в своем роде явление, и это затрудняет обобщение результатов исследований, посвященных выяснению природы и эволюции гидротермального рудного флюида или рудных флюидов; это особенно верно в отношении большинства гидротермальных жильных месторождений» [Геохимия..., 1982, с. 232—233], отметим все же: именно анализируемые ниже процессы характерны для этого и других типов гидротермального оруденения и не только для них.

С золотосульфидными рудами связано более 40 % мировых запасов Au [Кузьмин и др., 1999], оно присутствует преимущественно в тонкодисперсной форме в сульфидах (пирите, пирротине, арсенопирите, халькопирите и т. д.). В этом смысле они не отличаются от руд магматической сульфидной Co-Ni-Cu формации. Например, в промышленных норильских сульфидных рудах содержится обычно около 1—2 г/т золота.

Рудопроявления и месторождения этого типа встречаются в различных регионах Украины, они представлены результатами гидротермального процесса (скарновая часть часто недоступна из-за ограниченного эрозионного среза [Нечаев и др., 1998]). Минерализация, как правило, сопровождается крутопадающие разломы, образующие трещиноватые зоны в Закарпатье в слаболитифицированных первично вулканогенно-осадочных толщах. В

Донбассе степень литогенеза вмещающих пород значительно выше, на щите она достигает зеленосланцевой или амфиболитовой фаций. На щите и в Донбассе докембрийские и киммерийские проявления этого типа минерализации возникали в аналогичных породах (только в докембрии, особенно в архее, в вулканогенной части преобладали основные образования). Таким образом, в тот или иной отрезок геологической истории золотосульфидный тип минерализации проявился на всей северной части Украины от Донбасса до Закарпатья.

Образование руд. Этой теме в последние десятилетия посвящены тысячи публикаций, здесь кратко отмечены только основные положения сформированной картины мобилизации гидротермами, переноса и отложения рудного вещества месторождений. Приложения развиваемой автором адвекционно-полиморфной гипотезы (АПГ) к проблеме касаются только части аспектов процесса — его глубинности, скорости и тепловой модели.

Приводимые ниже данные взяты из работ [Геохимия..., 1970; 1982; Кривцов и др., 1981; Рыженко, 1981; Шарапов, 1992; Raffensperger, Garven, 1995а,б; Старостин, Игнатов, 1996; Борисов, 2000; Борисенко, 2006; Сясько и др., 2006; Marsden, House, 2006; Яценко та ін., 2009; Борисов, Шваров, 2010; Волкова, 2010, и др.].

На моделях, использующих данные о реальных рудных полях, показано, что источником рудных могут быть вмещающие породы или входящие в разрез поля. Для образования месторождений не требуется превышения кларков соответствующих элементов в материнских породах. Для рассмотренных полиметаллических месторождений единый, наиболее

вероятный источник металлов и сульфидной серы — граниты, в том числе с небольшой концентрацией сульфидной серы. Область мобилизации рудных компонентов имеет локальный характер, и, как следствие, рудные объекты такого типа относятся к классу средних или даже мелких [Борисов, 2000 и др.]. Для накопления 1 млн т руды (довольно крупное месторождение Cu, Pb, Zn) из блока гранита с размером грани 4—5 км нужно извлечь около 7 % содержащегося в нем металла [Геохимия..., 1970]. Благоприятность сульфидов и арсенидов металлов для накопления золота общепризнана [Борисенко, 2006; Геохимия..., 1970 и др.]. При этом не обязательно оно имеет источником те же породы, что и металлы сульфидов. Средние концентрации золота в разных типах пород незначительны: ультраосновные 5—6, основные — 4, средние — 4, кислые — 4—5, сиениты — 4 (в 10^{-9}) [Геохимия..., 1970].

Контактирующий с магмой флюид приобретает концентрацию хлоридов на порядок выше имеющейся в расплаве, реально она может достигать 40—50 г/л (речь идет о типичных величинах, встречаются и гораздо большие концентрации). С понижением температуры часть хлоридов K и Ca уходит в связи с преобразованиями пород, окружающих канал циркуляции флюида, общая концентрация сокращается при увеличении относительного количества NaCl [Геохимия..., 1970; 1982]. Такие хлоридные растворы весьма эффективно экстрагируют металлы из материнской породы.

На рис. 1 видно, что наиболее распространенные концентрации солей соответствуют сделанным выше оценкам и совпадают с результатами обобщения автора при определении электропроводности рудоносных термальных вод [Гордиенко, 2001]. Зависимость концентрации от температуры при объединении многих данных не видна, слишком сильно влияние различий других факторов (рис. 1, а). Сведения по одному месторождению позволяют обнаружить эту зависимость (рис. 1, б).

На примерах сравнительно низкотемпературных вод (позволяющих массовое опробование) можно продемонстрировать применимость использованных методик расчета состава флюида (рис. 2).

Хлоридный (хлоридно-углекислый) флюид характерен не только для растворов, формирующих месторождения. Украинским проявлениям золотосульфидной минерализации в Закарпатском прогибе, Складчатых Карпатах и в Донбассе предшествуют соленосные оса-

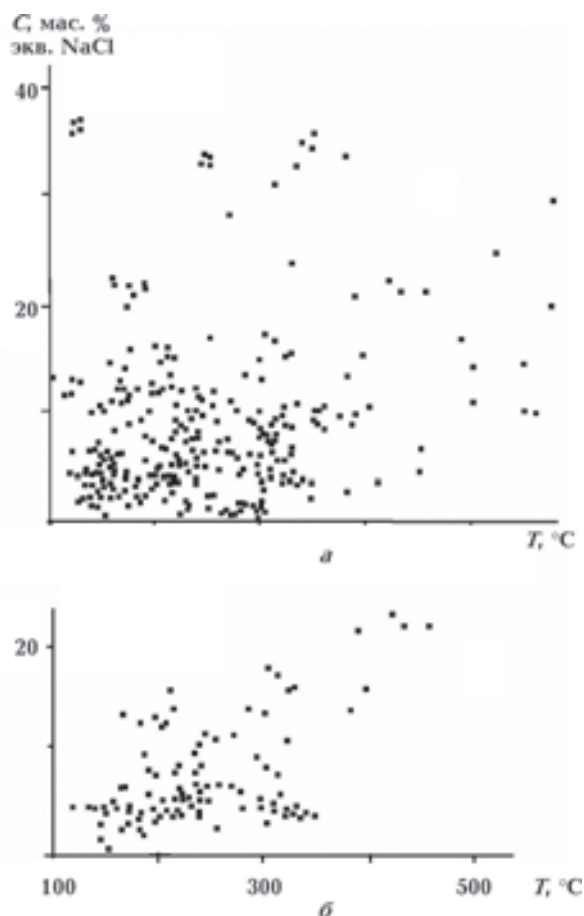


Рис. 1. Связь концентрации солей с температурой гомогенизации газовой-жидких включений в рудных минералах полиметаллических месторождений разных регионов России (а) [Шарапов, 1992 и др.] и месторождения Джамидон Садонского рудного района Северного Кавказа (б) [Хетагуров и др., 1986].

дочные породы. Широки и временные рамки существования таких флюидов: есть основания считать хлоридными растворы, образовавшие докембрийские месторождения на Украинском щите [Гордиенко и др., 2005]. Указания на присутствие хлора в растворах есть и для породных комплексов месторождений золота на Дхарварском щите Индийской и Алдано-Становом щите Сибирской платформы [Золоторудное..., 1988; Сясько и др., 2006 и др.], хотя возраст (архей) и состав вмещающих пород (зеленокаменные пояса, как и на Среднеприднепровском мегаблоке УЩ [Гордиенко и др., 2005]) резко отличаются от перечисленных выше случаев.

Изучено влияние вмещающих пород (реакции раствора с ними) на эффективность осаждения сульфидов. Например, в простом изотермическом варианте без учета эффекта предшествующих порций раствора за счет

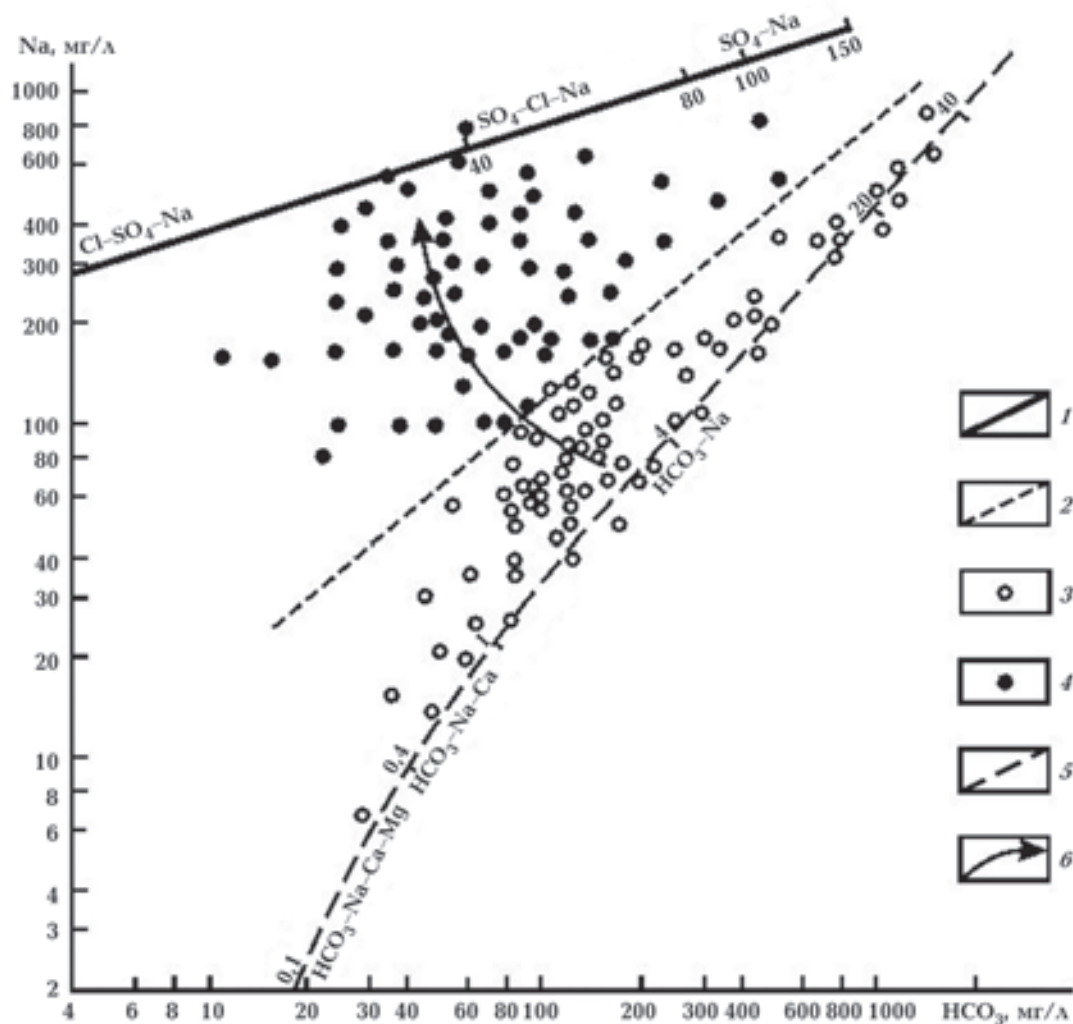


Рис. 2. Расчетные и реальные (в подземных термальных водах) концентрации компонентов на диаграмме $\text{HCO}_3^- + \text{Na}^+$ [Борисов, 2000]: 1 — линия расчетных равновесных концентраций компонентов в растворе, содержащем 350 мг/л хлора и взаимодействующем с породой гранитного состава (50°C , $P_{\text{CO}_2}=102,0$, $P_{\text{H}_2}=10\pm 13,9$, $P_{\text{H}_2\text{S}}=10\pm 20$ Па), 2 — линия расчетных равновесных концентраций компонентов в воде, взаимодействующей с гранитом (50°C , $P_{\text{CO}_2}=102,0$ Па), 3, 4 — концентрации компонентов в термальных водах кристаллических пород бывшего СССР и Болгарии (3 — HCO_3^- -Na воды, $20\text{--}80^\circ\text{C}$, 4 — $\text{SO}_4(\text{Cl})$ -Na воды, более 50°C), 5 — граница между термальными водами, 6 — направление увеличения концентраций SO_4^{2-} и температуры вод. На линиях указаны смена геохимических типов равновесных растворов и значения отношения порода/вода, принятые при расчетах.

охлаждения из него выделяется 45 % Zn, при реакции с гранитом, туфобрекчией, слюдистым сланцем — 83 %, с амфиболитом, кристаллическим сланцем — 99 %. При этом существенно изменяется pH раствора, коррелируя с кислотно-основной характеристикой пород. Рассмотрены и более сложные варианты развития событий, в частности, предполагающие изменение температуры в системе по вертикали [Борисов и др., 2010]. Эти исследования (с оценками констант диссоциации комплексных соединений по вариантам уравнения Рыженко [Рыженко, 1981], энергий частиц водного рас-

творя на основе модели Хелгесона — Киркхана — Флауэрс) включали систему «гранит — флюид» из 15 независимых компонент, модель водного флюида — 79 частиц, в том числе 26 рудных элементов. Среди возможных твердых фаз — 52 минерала, учитывая порообразующие, метасоматические и рудные.

Происхождение водного флюида, формирующего месторождения, по общему признаку смешанное (участвуют поверхностные и глубинные магматические воды). Для него детально проанализированы типы барьеров и их сравнительная роль на разных этапах ру-

доотложения. На уровне физико-химического моделирования доказана геохимическая роль гидродинамических барьеров.

Концентрация сульфидной серы в растворах выщелачивания составляет $n \cdot 10^{-2} - 3m$ (где m — моляльность), этого достаточно для образования сульфидов рудных элементов при изменении условий. Нет необходимости привлекать иной источник сульфидной серы для образования основной массы сульфидов жильных полиметаллических месторождений [Борисов, 2000]. Один из вариантов развития процесса рудоотложения рассмотрен в работе [Волкова, 2010], результаты приведены на рис. 3 и 4. Как будет показано ниже, они получены в реальном диапазоне условий.

В целом можно констатировать, что проведенными к настоящему времени исследованиями довольно полно аргументирована точка зрения на процесс образования рассматриваемого типа месторождений в рамках системы, включающей источники глубинных и поверхностных вод, материнскую породу и место отложения руд.

Возможность формирования месторождения связывается с длительностью процесса (количеством «волн», под которыми подразумевается полная замена флюида в поровом пространстве рудоотложения).

Время существования гидротермальных систем континентов — $10^3 - 10^5$ лет [Геохимия..., 1970; Старостин, Игнатов, 1996]. Для обширных

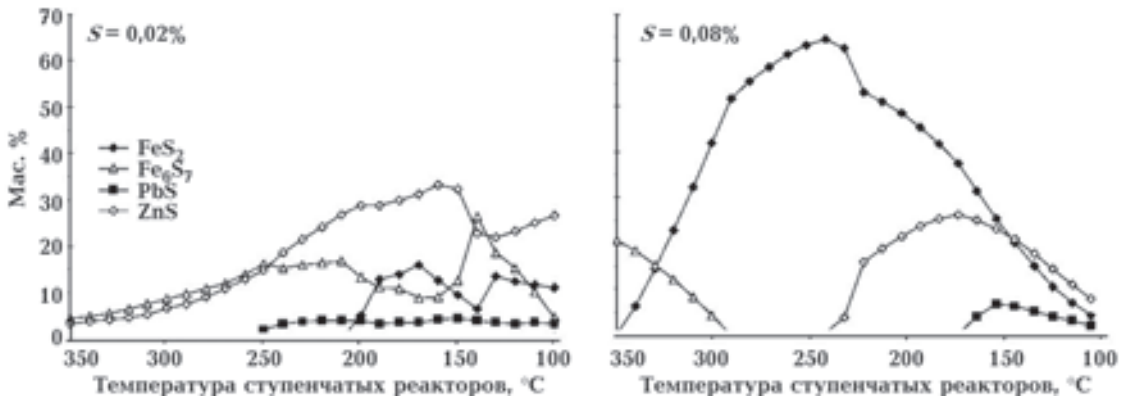


Рис. 3. Валовые содержания минералов по восстанию жилы (от высоких температур к низким) на 15 волне для моделей с начальными условиями 420 °C, 1 кбар.

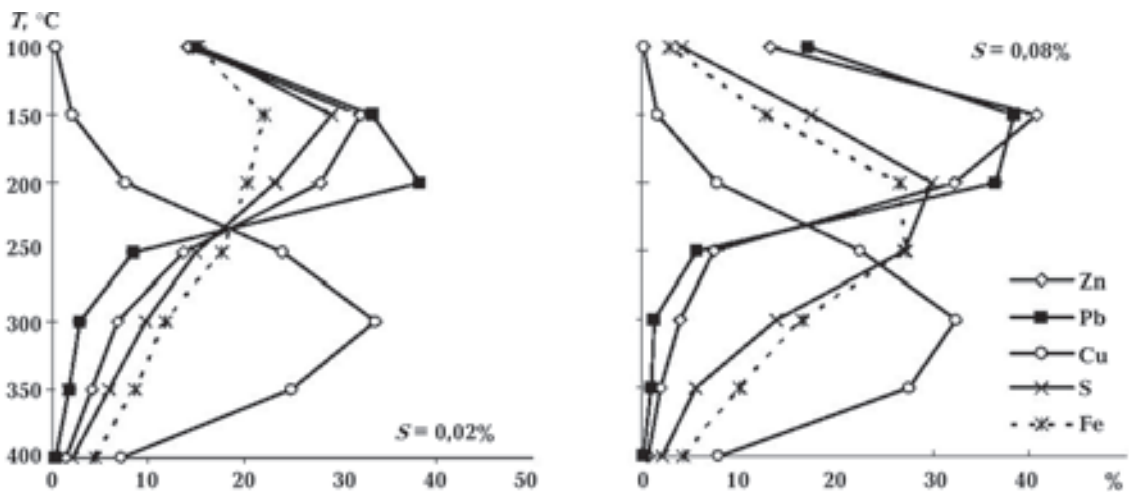


Рис. 4. Отложение металлов и серы (мол. % от общего количества отложенного элемента) по интервалам температур по восстанию модельных жил.

бассейнов сделан вывод: «...термальные воды ... могут переносить и отлагать сульфиды металлов, однако скорость такого процесса слишком низка для образования промышленно-значимых месторождений. ...необходимо, чтобы благоприятные условия господствовали на протяжении миллионов и более лет, а не всего лишь десятки тысяч лет...» [Геохимия..., 1982, с. 604]. Для значимого рудообразования необходимы десятки упомянутых выше «волн».

Эндогенный режим и мантийный этап процесса. Приуроченность рудообразования к какому-то этапу развития региона в соответствии с тем или иным типом эндогенного режима по АПГ полностью определяет схему тепло-массопереноса и тепловую модель. По имеющимся у автора сведениям рассматриваемые месторождения фанерозойского возраста (для которых возможно определить место в пределах проявлений какого-то эндогенного режима) возникают на этапе постгеосинклинальной активизации. Они сформировались после альпийской складчатости Карпат и Балканид Словакии, Украины, Румынии, Болгарии, на постгерцинском (киммерийском) этапе активизации Донбасса и Скифской плиты Северного Кавказа; отсутствуют в зонах современной и киммерийской активизаций регионов докембрийской платформы Украины и герцинского рифта Днепровско-Донецкой впадины и Припятского прогиба, современной активизации Скифской плиты и Донбасса.

Типичная ситуация в соответствующий момент геологической истории по АПГ предполагает поступление в кору мантийного материала, частичное плавление в средней части коры, подъем кислой магмы до глубин несколько меньше 10 км [Гордиенко и др., 2011; Старостин, Игнатов, 1996] (возникают и более редкие и быстро остывающие внедрения на меньшие глубины) при флюидизации интервала глубин от 20 км до кровель кислых интрузий. Выше флюиды поднимаются вплоть до поверхности (если отсутствуют экраны) над интрузиями по проницаемым зонам разломов.

Такая схема подразумевает наличие мантийного этапа процесса, возможность мобилизации флюидами вещества не только из гранитного интрузива, возникновение интенсивной аномалии теплового потока над проницаемой зоной, по которой восходят флюиды и пр. Она в общем согласуется с распространенными представлениями [Кривцов и др., 1981 и др.].

Указанием на присутствие мантийного этапа может служить изотопия гелия подзем-

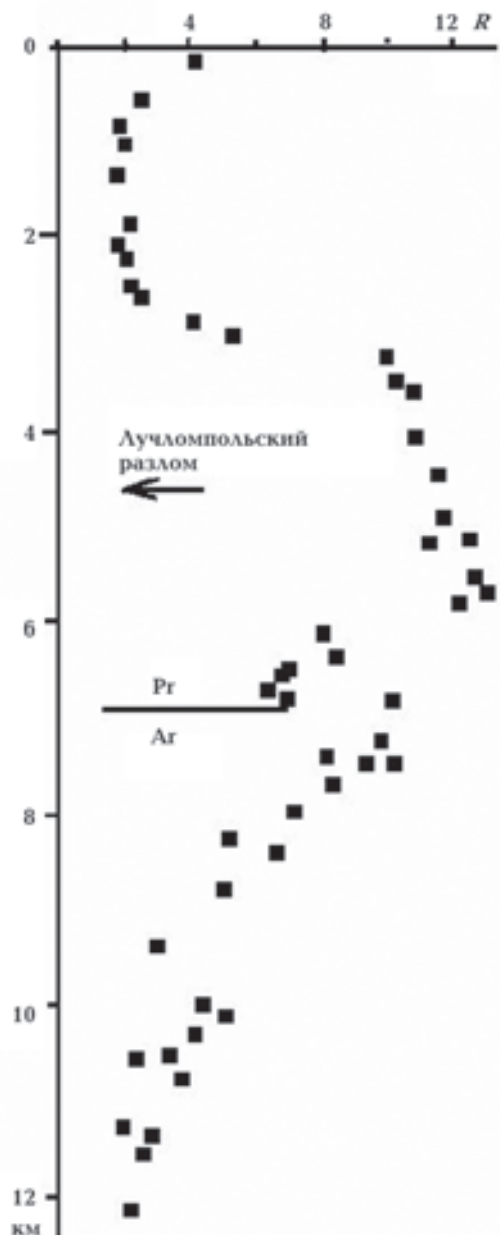


Рис. 5. Изотопия гелия в породах Кольской сверхглубокой скважины [Икорский и др., 1994].

ных вод рудных полей. Ее количественной характеристикой обычно служит величина $R = (3\text{He}/4\text{He}) \cdot 10^8$. Фоновое коровое значение R , указывающее на отсутствие мантийной составляющей, около 2. В Закарпатском прогибе Украины, где располагаются молодые золото-сульфидные месторождения Береговского рудного поля, R достигает 200—300 [Гордиенко, Тарасов, 2001 и др.]. В водах древних месторождений мантийная гелиевая метка не сохраняется. Однако ее можно обнаружить в породах, долго удерживающих гелий. Таких

данных мало, в качестве примера можно сослаться на результаты по Кольской сверхглубокой скважине (рис. 5). Проведенный здесь уникальный эксперимент [Икорский и др., 1994], охвативший породы на всех глубинах от 0 до 12 км, позволил выявить на обычном фоне (отличие R от 2 не превышает удвоенной погрешности, сопоставимой с этой величиной [Гордиенко и др., 2001]) аномалию с R до 10—12. Анализ возмущения показал, что это связано с протерозойской проработкой пород глубинными флюидами, приуроченными к зоне Лучломпольского разлома. В этом интервале глубин встречены сульфидные золотосодержащие руды, образовавшиеся в рамках нескольких протерозойских активизаций. Не все случаи рудообразования сопровождаются аномалиями R . Рудным зонам, вскрытым скважиной на глубине около 1,8 км, соответствует коровая изотопия гелия.

Тепловые модели рудных зон. Оценки расхода энергии на образование среднего месторождения рассматриваемого типа приводят к величинам около 10^{12} Дж. С ними можно согласиться, учитывая приведенные выше данные о процессе. Однако нельзя принять утверждение, что эта величина в тысячи раз превосходит энергию, выносимую тепловым потоком за тот же период [Старостин, Игнатов, 1996]. Во всех геологических процессах приоритетным является вынос тепловой энергии, остальные элементы — явления энергетически второстепенные.

Рассмотрим это утверждение для данного случая. Время формирования отдельных жил определено [Старостин, Игнатов, 1996] в сотни лет, рудных полей — в десятки тысяч лет. Оценим время формирования среднего месторождения в 1000 лет, площадь — как 100×100 м. Средний расход энергии на единицу площади составит 3 мВт/м^2 , что более чем на порядок ниже фонового теплового потока (ТП).

Реальные аномалии ТП, соответствующие процессу, можно обнаружить в том же Закарпатском прогибе на золотосульфидных месторождениях Береговского рудного поля (рис. 6). Приводимый пример месторождения Великая Бегань не единичен, подобные возмущения известны на Мужиевском, Шаянском (вне Береговского рудного поля) месторождениях, но в этих районах плохо изучен фон, аномальная величина ТП (близкая по величине к установленной на месторождении Великая Бегань) определяется с большой погрешностью.

Аномалии ТП во многих зонах современной активизации Украины имеют ту же интенсивность (около $25\text{—}35 \text{ мВт/м}^2$), хотя за пределами Карпат с ними не связаны рудные месторождения. Это относится и к возмущениям ТП на киммерийских месторождениях Главной антиклинали Донбасса (см. рис. 6) и Нагольного кряжа, месторождениям докембрийского возраста на Украинском щите [Гордиенко, Усенко, 2003]. Интересна ситуация на Никитовском рудном поле. Здесь известны восемь месторождений киновари (с заметным содержанием золота),

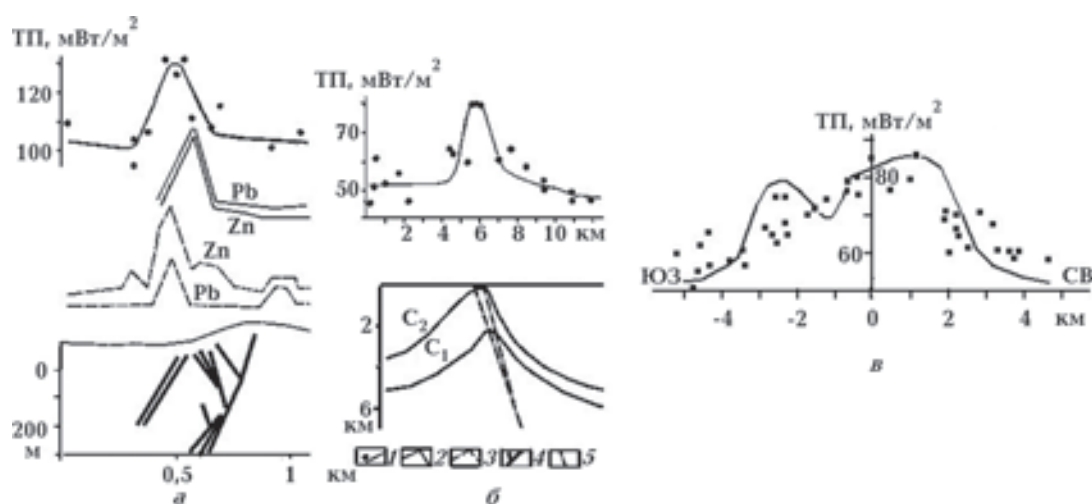


Рис. 6. Распределение теплового потока на месторождениях Великая Бегань в Закарпатском прогибе [Боев и др., 1977] (а), на Михайловском на Главной антиклинали Донбасса [Александров и др., 1996 и др.] (б) и на месторождениях Никитовского рудного поля (в) [Гордиенко и др., 2002]: 1 — тепловой поток (точки — экспериментальный, линии — расчетный), 2, 3 — данные металлотермии (2 — в почве, 3 — в пепле растений), 4 — рудные зоны, 5 — осевой разлом Главной антиклинали.

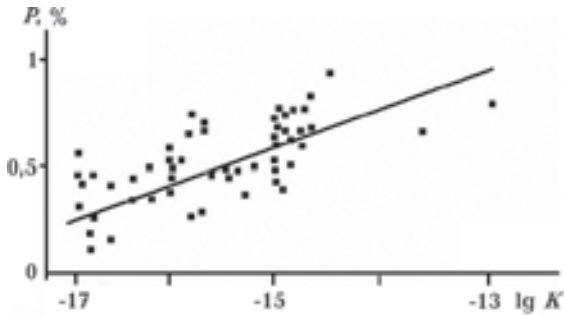


Рис. 7. Связь проницаемости (K) с пористостью (P) пород по [Шарапов, 1992].

сгруппированные на трех участках в центральной части антиклинали и на ее крыльях [Лазаренко и др., 1975]. Современное распределение ТП можно примерно объяснить, разместив на этих участках аномалии, рассчитанные для современной циркуляционной системы на Михайловском месторождении.

Таким образом, можно допустить, что разновозрастные активизации используют те же проницаемые зоны для подъема флюидов. Од-

нако только постгеосинклинальные создают реальные скопления руд. Хотя небольшие отложения сульфидов, часто со следами золота, присутствуют в зонах перечисленных выше активизаций, происходящих вне постгеосинклинального этапа (и в молодых рудных районах, например, в Закарпатском прогибе, присутствуют небольшие месторождения углеводородов, распространенные в зонах современной активизации прогибов с возрастом фундамента от докембрийского до герцинского). Для распространенных в эти почти безрудные периоды флюидов характерны существенно меньшие концентрации хлоридов, появляются заметные количества фтора [Лукин, 1997, 2004; Шумлянский, 1983, 2007; Шумлянський та ін., 2003].

Интерпретация аномалий ТП, соответствующих районам интенсивной циркуляции флюидов (см. рис. 6 и др.), проведена в виде поиска параметров конвективной ячейки, эффект которой, будучи добавленным к нормальному для региона ТП (на момент зарождения ячейки), позволил бы объяснить наблюдаемое рас-

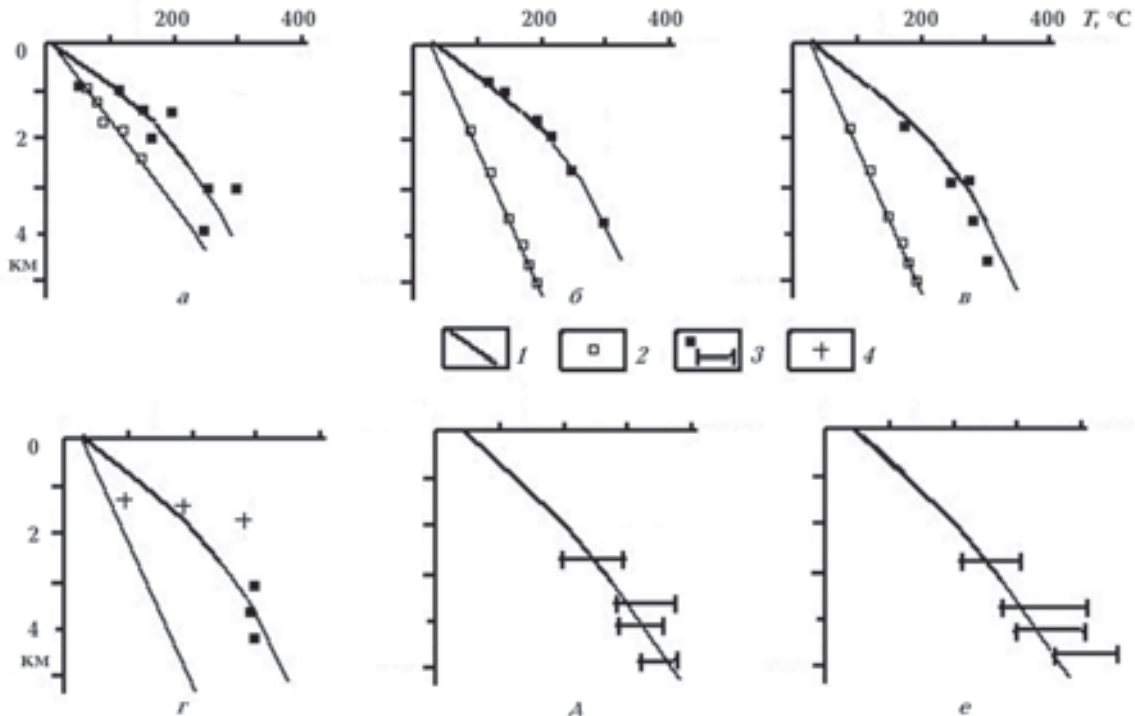


Рис. 8. Сравнение расчетных распределений температуры (1) с данными геотермометров по сульфидным месторождениям Закарпатского прогиба [Зацеха, 1989] (а), Главной антиклинали Донбасса [Александров и др., 1996] (б), Нагольного кряжа [Курило, 1980] (в), Садонского рудного района [Хетагуров и др., 1986] (г), Клиновского рудного поля (А) и других месторождений (е) центральной части УЩ [Марченко, Братчук, 2008]; 2—4 — данные геотермометров (2 — вне термальных куполов, 3 — в термальных куполах, 4 — по Никитовскому рудному полю Донбасса).

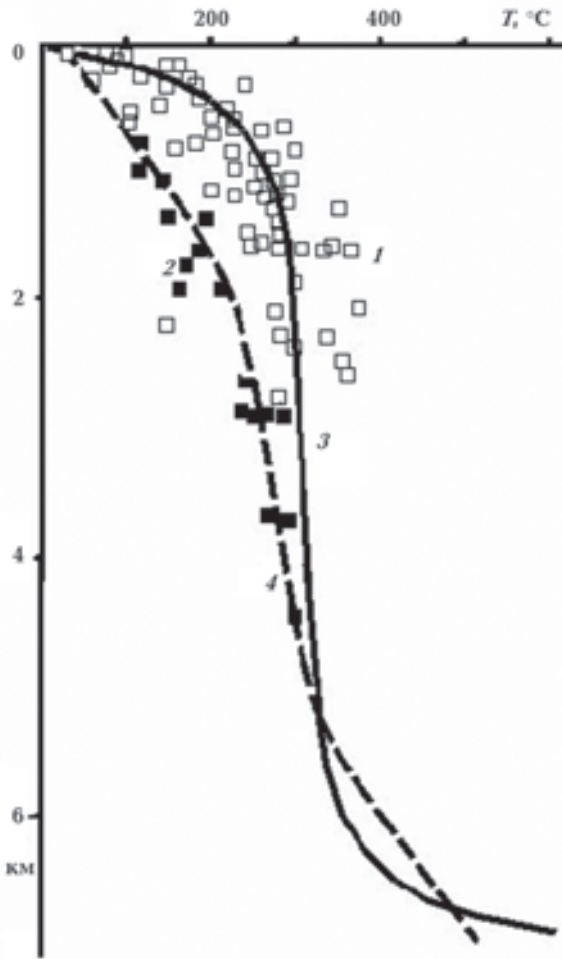


Рис. 9. Распределение по глубине температур образования минералов рудных зон и бассейнов термальных вод: 1, 2 — экспериментальные данные (1 — термальные воды, 2 — рудные зоны), 3, 4 — расчетные модели для конвективных ячеек (3 — термальных вод, 4 — рудных зон).

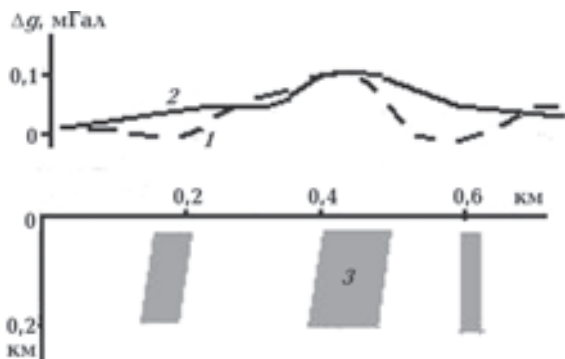


Рис. 10. Распределение наблюдаемого (1) и расчетного (2) аномального гравитационного полей над рудными зонами (3) Клинцовского месторождения.

пределение. Толщина конвектирующего слоя — расстояние между поверхностью и кровлей интрузии — принята равной 7 км. Более подробно использованная схема теплопереноса описана в работе [Александров и др., 1996]. Для объяснения аномалии оказалась необходимой узкая ячейка (шириной в первые сотни метров) с очень большим числом Нуссельта, подразумевающим необычайно высокую проницаемость пород слоя — около $5 \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$, время стабилизации теплового поля — первые десятки тысяч лет. Для киммерийской активизации в Донбассе расчет был несколько усложнен учетом наличия в верхней части разреза практически непроницаемой толщи глин перми мощностью около 2 км.

Аналогичные расчеты проведены в работе [Bachler et al., 2002] для одного из разломов Рейнского грабена. Они привели к практически тем же параметрам гидротермальной системы (ширина проницаемой зоны — 200 м, глубина подошвы — 5,5 км, проницаемость разломной зоны — $5 \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$, время стабилизации теплового поля — 77 тыс. лет). Во всех случаях удается объяснить интенсивность аномалии ТП на обычной глубине наблюдения (500—1000 м) интенсивностью до 20—40 мВт/м².

Проницаемость пород Главной антиклинали Донбасса, лабораторно определенная при нормальных условиях, соответствует их небольшой пористости, составляющей около 1 % в самой верхней части разреза и сокращающейся до 0,5 % и менее в остальной толще [Александров и др., 1996].

Для получения нужного значения K необходимо увеличить ожидаемое по пористости примерно на 2—3 порядка (рис. 7). Рассмотрение влияния роста с глубиной температуры и давления на проницаемость не позволяет ожидать такого эффекта [Витовтова, Шмонов, 1982 и др.]. Эта особенность перколяционного увеличения проницаемости прослеживается во всех задачах такого рода, связанных с гидротермами в активизированных районах. Физической основой перколяции является местная сейсмичность, присущая активизированным зонам [Ромм, 1966; Галимов, 1973]. Тепловые аномалии в рассмотренных случаях одинаковы по интенсивности, хотя мощность трещиноватых зон в Донбассе гораздо больше.

Тепловые модели недр в центральной части ячейки (на оси «термального купола») построены для месторождений, где имеются данные геотермометров, позволяющие контролировать результаты расчетов. Различия между

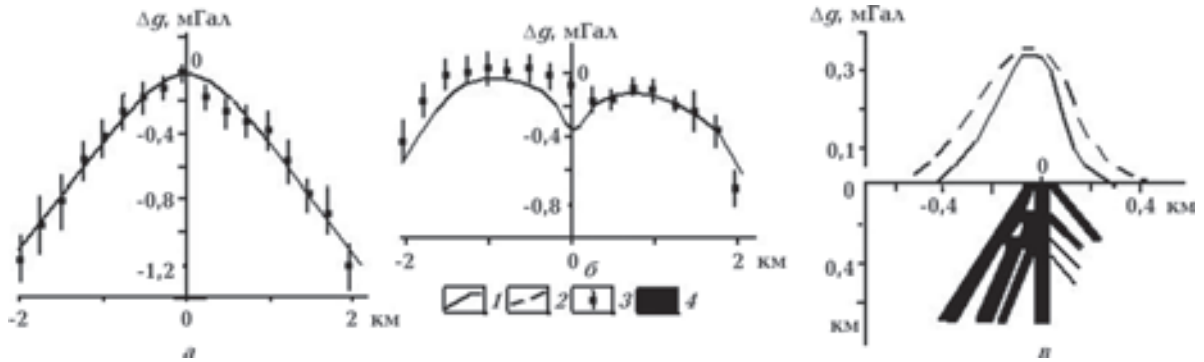


Рис. 11. Расчетные и наблюдаемые гравитационные поля Главной антиклинали Донбасса (после снятия регионального фона): *а* — поле антиклинали вне купола, *б* — поле на термальном куполе, *в* — гравитационный эффект рудной зоны; 1 — расчетные значения Δg , 2 — разница между наблюдаемым полем и эффектом термального купола на Михайловском месторождении, 3 — средние значения наблюдаемого поля, 4 — рудная зона.

расчетными моделями отчасти связаны с изменением температуры поверхности Земли по сравнению с современной в разные периоды геологической истории. В мезозое на Донбассе она была на 20 °С выше нынешней, для времени формирования месторождений Украинского щита (около 2 млрд лет назад) условно считалась превышающей ее на 40 °С. Результаты сравнения показаны на рис. 8.

Очевидно согласование расчетных (базирующихся на схеме процесса по АПГ) и экспериментальных данных. Для месторождений разного возраста тепловые модели оказываются очень близки.

Сравним данные о распределении по глубине температур образования минералов рудных месторождений со сведениями по обширным бассейнам термальных вод (часто сопряженным с районами современного или недавнего магматизма), приводимыми в различных публикациях [Геохимия..., 1970, 1982; Шарاپов, 1992 и др.] (рис. 9).

Расчетное распределение температур для бассейнов термальных вод характеризует ситуацию с почти адиабатическим градиентом в основной части ячейки и двумя ярко выраженными погранзонами, в нижней из которых температура приближается к солидусу гранита. Очевидно, что речь идет о свободной конвекции до кристаллизации расплава. Логично считать в данном случае гидродинамическим барьером верхнюю погранзону небольшой мощности. Оценки длительности периода сохранения расплава у кровли интрузии оказываются много меньше времени, необходимого для формирования месторождения. Основная его часть возникает в последующий период, когда температура кровли интрузии ниже солидуса.

Уплотнение пород термального купола.

Прогрев недр в пределах месторождения и в соседних объемах пород может отразиться на их плотности. В случае формирования рудной залежи в кристаллических образованиях его влияние незначительно. Например, на Клиновском месторождении в центральной части Украинского щита отличия плотности измененных пород от неизмененных не фиксируются. Эффект собственно рудных зон незначителен. Наличие в районе детальной гравиметрической съемки позволяет провести сравнение рельефа расчетного и наблюдаемого полей (рис. 10). Аномалия Δg отсутствует. Наблюдаемые слабые отрицательные аномалии (по сравнению с расчетной кривой) могут быть связаны с разуплотненными проницаемыми зонами, которым соответствует повышение ТП. В породах осадочной толщи, даже такой катагенетически измененной, как отложения карбона Донбасса, эффект прогрева в термальном куполе вполне заметен.

Построению плотностной модели для рудного района Главной антиклинали способствовала хорошая изученность разными геолого-геофизическими методами. Катагенетические изменения пород под влиянием высокого ТП происходили здесь уже в доскладчатый период, образование антиклинали с очень большими углами падения слоев (до 70—80°), подъем и эрозия вывели на поверхность плотные породы. Расчетный эффект антиклинали в ее центральной части (рис. 11, *а*) неплохо согласуется с наблюдаемым полем, что подтверждает правильность выбранной связи аномальной плотности и степени катагенеза при разных температурах. В районе месторождения на этот эффект наложено влияние кислой ин-

трузии (плотность ее пород меньше, чем вмещающих) и проницаемой трещиноватой зоны, по которой поднимаются флюиды, создающие современную аномалию ТП. Расчетное поле оказывается несколько ниже наблюдаемого (рис. 11, б). Сравнивая эту разницу с расчетным эффектом рудной зоны (рис. 11, в), убеждаемся в их близости по форме и величине. Таким образом, при достаточно точной и детальной съемке гравитационное поле можно использовать как диагностический признак месторождения.

Целесообразным представляется изучение геоэлектрических моделей перспективных районов. Речь идет не только о традиционно используемых в этом случае методиках сопротивления и вызванной поляризации, ориентированных на небольшие глубины. Интересными могли бы быть и дополняющие их результаты глубинной геоэлектрики.

Выводы. Проведенный анализ некоторых аспектов происхождения гидротермальных золотосульфидных месторождений позволил

показать соответствие этого процесса представлениям АПГ и отметить особенности, объяснение которых затруднительно вне этих представлений.

1. Приуроченность формирования месторождений к периодам постгеосинклинальной активизации, точнее к периоду кристаллизации верхних частей связанных с ней малоглубинных интрузий.

2. Наличие мантийного этажа активного процесса.

3. Оценка энергии, расходуемой процессом, и ее происхождение.

4. Необходимость перколяционного роста проницаемости среды для формирования месторождений и причина такого роста.

5. Расчет тепловых моделей месторождений, результаты которого совпадают с экспериментальными данными.

Обоснованы возможности использования геотермических (палеогеотермических), гравиметрических и геоэлектрических данных в качестве поисковых критериев.

Список литературы

- Александров А. Л., Гордиенко В. В., Деревская Е. И., Земсков Г. А., Иванов А. П., Панов Б. С., Шумлянский В. А., Эпов О. Г. Глубинное строение, эволюция флюидно-магматических систем и перспективы эндогенной золотоносности юго-восточной части Украинского Донбасса. — Киев: ИФИ УНА, 1996. — 74 с.
- Боев Н. И., Гордиенко В. В., Кутас Р. И. Об аномалиях теплового потока на месторождениях сульфидов // Геофиз. сборник. — 1977. — Вып. 79. — С. 73—77.
- Борисенко А. С., Боровиков А. А., Житова Л. М., Павлова Г. Г. Состав магматогенных флюидов, факторы их геохимической специализации и металлоносности // Геология и геофизика. — 2006. 46, № 12. — С. 1308—1325.
- Борисов М. В. Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования. — Москва: Научный мир, 2000. — 360 с.
- Борисов М. В., Шваров Ю. В. Влияние околожильных пород на эффективность гидротермального рудообразования // Геохимия. — 2010. — № 9. — С. 996—1001.
- Витовтова В. М., Шмонов В. М. Проницаемость горных пород при давлениях до 2000 кг/см² и температурах до 600 °С // Докл. АН СССР. — 1982. — 266, № 5. — С. 1244—1248.
- Волкова М. М. Сульфидная сера вмещающих пород и Pb-Zn рудообразование (термодинамическое моделирование): Материалы с сайта «Все о Геологии». — 2010. — С. 23—26. — <http://geo.web.ru>.
- Галимов Э. М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. — Москва: Недра, 1973. — 384 с.
- Геохимия гидротермальных рудных месторождений / Под ред. Х. Барнса. — Москва: Мир, 1970. — 544 с.
- Геохимия гидротермальных рудных месторождений / Под ред. Х. Барнса. — Москва: Мир, 1982. — 623 с.
- Гордиенко В. В. Природа коровых и мантийных проводников // Геофиз. журн. — 2001. — 23, № 1. — С. 29—39.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Усенко О. В. Тепловое поле территории Украины. — Киев: Знание Украины, 2002. — 170 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковальчиков С., Логвинов И. М., Тарасов В. Н., Усенко О. В. Украинский щит (геофизика, глубинные процессы). — Киев: Корвін пресс, 2005. — 210 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковальчиков С., Логвинов И. М., Тарасов В. Н., Усенко О. В. Украинские Карпаты (геофизика, глубинные процессы). — Киев: Логос, 2011. — 128 с.

- Гордиенко В. В., Тарасов В. Н. Современная активизация и изотопия гелия территории Украины. — Киев: Знання, 2001. — 102 с.
- Гордиенко В. В., Усенко О. В. Глубинные процессы в тектоносфере Украины. — Киев: ИГФ НАНУ, 2003. — 147 с.
- Зацха Б. В. Кристаллогенезис и типоморфные особенности минералов ртутного и флюоритового оруденений Украины. — Киев: Наук. думка, 1989. — 192 с.
- Золоторудное поле Колар (Индия) / Под ред. Ф. В. Чухрова. — Москва: Наука, 1988. — 232 с.
- Икорский С. В., Каменский И. Л., Смирнов Ю. П. Изотопы гелия в разрезе Кольской сверхглубокой скважины // Докл. РАН. — 1994. — 335, № 1. — С. 84—87.
- Кривцов А. И., Макеева И. Т. Источники рудного вещества эндогенных месторождений. — Москва: ВИНТИ, 1981. — 132 с.
- Кузьмин В. И., Болохонцева С. В., Ожогина Е. Г., Хитаров Д. Н., Горобец Б. С., Горбатов Г. А., Руб А. Б. Минералогические методы поисков и оценки месторождений рудных полезных ископаемых. — Москва: ВИМС, 1999. — 195 с.
- Курило М. В. Условия формирования полиметаллической минерализации Нагольного кряжа в Донбассе: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Киев: КГУ, 1980. — 25 с.
- Лазаренко Е. К., Панов Б. С., Груба В. И. Минералогия Донецкого бассейна. — Киев: Наук. думка, 1975. — Ч. 2. — 502 с.
- Лукин А. Е. Литолого-динамические факторы нефтегазоаккумуляции в авлакогенных бассейнах. — Киев: Наук. думка, 1997. — 224 с.
- Лукин А. Е. Глубинная гидрогеологическая инверсия как глобальное синенергетическое явление: теоретические и прикладные аспекты. Статья 1. Феноменология и природа глубинной гидрогеологической инверсии // Геол. журн. — 2004. — № 4. — С. 53—70.
- Марченко А. Г., Братчук О. М. Этапы рудообразования, мінеральні асоціації та парагенезиси Клинівської рудної зони // Зб. наук. пр. УДГРІ. — 2008. — № 1. — С. 83—92.
- Нечаев С. В., Наумов Г. Б. Региональная зональность оруденения Украинского щита: современный план и палеотектонические реконструкции // Геология рудных месторождений. — 1998. — 40, № 2. — С. 124—136.
- Ромм Е. С. Фильтрационные свойства трещиноватых горных пород. — Москва: Недра, 1966. — 271 с.
- Рыженко Б. Н. Термодинамика равновесий в гидротермальных растворах. — Москва: Наука, 1981. — 191 с.
- Старостин В. И., Игнатов П. А. Геология полезных ископаемых. — Москва: МГУ, 1996. — 477 с.
- Сясько А. А., Гриб Н. Н., Никитин В. М. Сравнительная характеристика архейских золоторудных месторождений // Наука и образование. — 2006. — № 4. — С. 58—65.
- Хетагуров Г. В., Васильева Т. В., Щенетова Л. В., Рехвиашвили К. Л., Дарчиева А. Е. Структурно-геологические и минералого-геохимические исследования в Архоно-Унальском междуречье. — Орджоникидзе: Изд. Северо-Кавказ. горно-метал. ин-та, 1986. — 138 с.
- Шарапов В. Н. Развитие эндогенных флюидных рудообразующих систем. — Новосибирск: Наука, 1992. — 144 с.
- Шумлянський В. А. Киммерійська металогенічна епоха на території України. — Киев: Наук. думка, 1983. — 220 с.
- Шумлянський В. А. Тектонічні умови киммерійської епохи рудоутворення на Східно-Європейській платформі // Наук. пр. І-ту фундамент. досліджень. — Киев: Логос, 2007. — С. 50—68.
- Шумлянський В. О., Деревська К. І., Дугар В. Т., Івантишина О. М., Суботін А. Г., Безугла М. В., Александров О. А. Літогенез і гіпогенне рудоутворення в осадових товщах України. — Київ: Знання України, 2003. — 272 с.
- Яценко Г. М., Гайовський О. В., Сливко Є. М., Братчук О. М., Мархай О. І., Якубенко П. Ф., Яценко В. Г. Металогенія золота протоплатформних структур Українського щита (Кіровоградський блок). — Київ: Логос, 2009. — 243 с.
- Bachler D., Kohl T., Rybach L. Characteristics of upper crust convective flow in the Rhine graben: application to the Gamma fault at Landau (Germany) // The Earth's thermal field and related research methods. — Москва: Изд-во Ун-та дружбы народов, 2002. — P. 10—11.
- Marsden J., House I. The chemistry of gold extraction. — Colorado: Soc. Mineral., 2006. — 655 p.
- Raffensperger J., Garven G. The formation of unconformity-type uranium ore deposits. Coupled groundwater flow and heat transport modeling // Amer. J. Sci. — 1995a. — 295. — P. 581—636.
- Raffensperger J., Garven G. The formation of unconformity-type uranium ore deposits. Coupled hydrochemical modeling // Amer. J. Sci. — 1995b. — 295. — P. 639—696.