

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. – М.: ИКЦ «Академкнига», 2003. – 423 с.
2. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. – М.: Наука, 1987. – 100 с.
3. Садовский М.А. Естественная кусковатость горной породы // Доклады АН СССР. – 1979. – Т. 247. – № 4. – С. 829–831.
4. Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физ. мезомеханика. – 2002. – Т. 5. – № 5. – С. 5–22.
5. Соболев Г.А., Завьялов А.Д. О концентрационном критерии сейсмогенных разрывов // Доклады АН СССР. – 1980. – Т. 252. – № 1. – С. 69–71.
6. Уломов В.И. Глобальная упорядоченность сейсмодинамических структур и некоторые аспекты сейсмического районирования и долгосрочного прогноза землетрясений // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. – Вып. 1. – М.: ИФЗ РАН, 1993. – С. 24–44.
7. Рыкунов Л.Н., Смирнов В.Б., Старовойт Ю.О. Об иерархичном характере сейсмической эмиссии // Доклады АН СССР. – 1986. – Т. 288. – № 1. – С. 81–86.
8. Кочарян Г.Г., Костюченко В.Н., Павлов Д.В. Иницирование деформационных процессов в земной коре слабыми возмущениями // Физ. мезомеханика. – 2004. – Т. 7. – № 1. – С. 5–22.
9. Кочарян Г.Г., Кулюкин А.А., Марков В.К. и др. Малые возмущения и напряженно-деформированное состояние земной коры // Физ. мезомеханика. – 2005. – Т. 8. – № 1. – С. 23–36.
10. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. – М.: Наука, 2003. – 270 с.
11. Псахье С.Г., Шилько Е.В., Астафуров С.В. Изучение особенностей механического отклика материалов с границами раздела, характеризующимися высокой деформационной способностью // Письма в ЖТФ. – 2004. – Т. 30. – № 6. – С. 45–51.
12. Costain J.K., Bollinger G.A., Speer J.A. Hydroseismicity: A hypothesis for the role of water in the generation of intraplate seismicity // Geology. – 1987. – V. 15. – № 7. – P. 618–621.
13. Saar M.O., Manga M. Seismicity induced by seasonal groundwater recharge at Mt. Hood, Oregon // Earth and Planetary Science Letters. – 2003. – V. 214. – № 3. – P. 605–618.
14. Киссин И.Г. Землетрясения и подземные воды. – М.: Наука, 1982. – 177 с.
15. Ружич В.В., Псахье С.Г., Борняков С.А. и др. Изучение влияния виброимпульсных воздействий на режим смещений в зонах сейсмоактивных разломов // Физ. мезомеханика. – 2003. – Т. 6. – № 1. – С. 41–53.
16. Псахье С.Г., Ружич В.В., Шилько Е.В. и др. Изучение влияния водонасыщения и вибраций на режим смещений в зонах разломов // Физ. мезомеханика. – 2004. – Т. 7. – № 1. – С. 23–30.
17. Ружич В.В., Трусков В.А., Черных Е.Н., Смекалин О.П. Современные движения в зонах Прибайкалья и механизмы их иницирования // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40. – № 3. – С. 360–372.
18. Tomlinson G.A. A molecular theory of friction // Philos. Mag. – 1929. – V. 7. – Ser. 7. – P. 905–939.
19. Persson B.N.J. Sliding friction. Physical Principles and Applications. 2<sup>nd</sup> edition. – N.Y.: Springer Verlag, 2000. – 515 p.
20. Popov V.L. A theory of the transition from static to kinetic friction in boundary lubrication layers // Solid State Communications. – 2000. – V. 115. – № 7. – P. 369–373.

УДК 553.411.071.242.4+550.4

## МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ОКОЛОРУДНОГО МЕТАСОМАТИЗМА В ЗАПАДНОМ ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

И.В. Кучеренко

Томский политехнический университет  
E-mail: lev@tpu.ru

*Приведены данные об условиях залегания, морфологии рудных тел, минеральном составе, физико-химических и термодинамических режимах образования руд Западного золоторудного месторождения Северного Забайкалья. Впервые показаны порядок минеральной зональности (структура) и минералого-петрохимические черты аподолеритовых околожильных метасоматических ореолов. Доказывается принадлежность последних к березитовой метасоматической формации, а месторождения – к золотой субформации золото-уран-полиметаллической березитовой рудной формации. Слабо контрастные аномалии золота, серебра, ртути приурочены к тыловым зонам околожильных метасоматических ореолов в непосредственном обрамлении слабозолотоносных (первые г/т) интервалов кварцевых жил. Аргументируются генетические связи околожильных метасоматических и геохимических ореолов с рудами и образование их в рудообразующем процессе позднепалеозойской металлогенической эпохи. Основные минералого-петрохимические и геохимические черты околожильного метасоматизма рассмотрены в сравнении с таковыми других месторождений Северо-Забайкальского золоторудного района.*

### Введение

В золоторудных районах сланцевого типа рудовмещающие углеродистые сланцы несут в себе вещественные признаки минералого-химических преобразований исходных осадочных пород на этапах регионального зонального метаморфизма и по-

следующего околорудного метасоматизма с временным интервалом между этапами до нескольких сотен млн лет [1, 2 и др.]. Горные породы, представляя итоговый результат реализации нескольких геологических процессов, обладают геохимическими чертами, которые, очевидно, формировались

под воздействием последних и тоже представляют конечный результат. В поисках решения одной из ключевых проблем теории гидротермального рудообразования, прежде всего, в приложении к золоторудным районам сланцевого типа, — проблемы источников рудного вещества, это необходимо учитывать, и, следовательно, разрабатывать и использовать такие методические приемы геохимических исследований, которые обеспечивали бы поэтапную реконструкцию геохимического облика пород, «поведения» рудогенных элементов в физико-химических и термодинамических режимах каждого процесса, в том числе рудообразующего. Методы поисковой геохимии, ориентированные на учет пород в их современном итоговом составе и на автономное изучение геохимических полей, их структуры и других параметров без дифференциации анализируемого субстрата каждой пробы на составные части, минеральные ассоциации которых представляют каждый этап преобразований, для решения проблемы источников сосредоточенных в рудах металлов непригодны. Доказательством тому служит многолетняя практика автономных геохимических исследований и, как следствие, бесконечная дискуссия на тему о том, что представляют собой аномалии золота и других металлов в околорудном пространстве рудных полей — предпосылку рудообразования или его следствие.

Адекватная задаче решения обозначенной проблемы методика трудоемка и заключается в изучении минералого-химических составов и происхождения формирующихся на каждом этапе горных пород и в создании массивов данных (выборки), представляющих виды и разновидности исходных пород индивидуально в минеральных зонах регионального метаморфизма, а в пределах последних — в каждой минеральной зоне крупнообъемных всегда зональных ореолов околорудного метасоматизма. Это обеспечивает получение объективной информации о содержании, других параметрах распределения и о «поведении» (миграции) металлов во вмещающем субстрате на каждом этапе преобразований пород. Эффективность данной методики показана автором ранее на ряде примеров локализации мезотермальных золоторудных месторождений в черносланцевых [3, 4] и несланцевых ультраметаморфических [4, 5] толщах.

Существует другой, сравнительный, аспект проблемы источников рудного вещества в процессах образования мезотермальных месторождений золота вообще, то есть в черносланцевом и несланцевом (кристаллическом) субстрате. Нередко последний устроен проще, чем черносланцевый, — изверженные, ультраметаморфические вмещающие рудные поля породы сохраняются в первозданном виде и подверглись в больших или меньших объемах только околорудному метасоматизму. Сопоставление устройства геохимических полей в объектах, залегающих в том и другом субстрате, представляется полезным с целью поисков специфических черт, свойственных каждой из этих совокупностей или

установления отсутствия таковых. Геохимические данные такого рода, полученные по единой методике, призваны занять свое место в системе доказательств, направленных на выяснение геолого-генетической сущности и возможного своеобразия рудообразующих процессов в районах сланцевого типа, с одной стороны, и в любых иных породах, с другой.

В плане дальнейшей реализации поставленной задачи публикацией данной статьи вводится в научный оборот новая информация, раскрывающая минералого-петрохимические и геохимические черты околорудного метасоматизма в долерите и умеренно щелочном долерите Западного золоторудного месторождения, которое, насколько известно автору, в печати лишь упоминалось. Выбор породы определен, исходя, помимо прочего, из потребности доказательства дорудного возраста даек основных пород, формирование которых вслед за проявлениями кислого магматизма знаменует начало образования мезотермальных золоторудных месторождений [6]. Полученные результаты соотнесены с опубликованными ранее.

Определения содержаний в породах золота и серебра выполнялись базовым методом атомной абсорбции (чувствительность  $1 \cdot 10^{-8}$  %) в лаборатории ядерно-физических методов анализа ОИГиМ СО РАН (г. Новосибирск, аналитик В.Г. Цимбалист), для контроля — атомно-абсорбционным (Au, Ag), нейтронно-активационным и химико-спектральным (Au) методами. Операции по анализу сходимости результатов выполнены ранее [4], качество аналитических работ оценено как удовлетворительное. Ртуть определялась по методу атомной абсорбции (чувствительность  $1 \cdot 10^{-7}$  %), цветные металлы — спектральным методом в ЦЛ ПГО «Березовгеология» (г. Новосибирск) под руководством Н.А. Чарикова.

### **1. Краткий очерк условий залегания и минерального состава руд Западного золоторудного месторождения**

Западное золоторудное месторождение кварцево-жильного типа расположено в 180 км к востоку от северной оконечности оз. Байкал на южных склонах Южно-Муйского хребта в верховьях ручья Кварцевый — правого притока реки Ирокинды в её верхнем течении. В 5...7 км к востоку и северо-востоку от него находится Ирокиндинское рудное поле, залегающее среди мигматит-гнейсового субстрата киндиканской свиты на юго-западной окраине Муйского выступа архейского фундамента в лежачем боку Киянской зоны глубинных разломов северо-северо-западного простирания, восточный шов которой отделяет выступ от протерозойского обрамления. Эта территория входит в состав восточной части субширотного протерозойского Байкало-Витимского офиолитового пояса.

В открытии Гранитных золоторудных жил месторождения принимали участие студенты-практиканты исследовательской группы Томского политехнического института М.В. Евдокимов и

Г.Г. Плотников, в 1977 г. впервые обнаружившие в делювиальных обломках кварца свободное золото.

Рудовмещающий Ирокиндинский pluton изверженных пород залегает в Киянской зоне глубинных разломов и прорывает толщи углеродистых карбонатно-терригенных сланцев и дифференцированных вулканитов позднепротерозойских соответственно мухтунной и киянской свит. В объеме месторождения pluton сложен крупнокристаллическими роговообманковыми габбро, габбро-норитами, габбро-диоритами, составляющими раннюю фазу внедрения расплавов, при подчиненном участии более поздних крупнокристаллических биотит-роговообманковых гранитов, иногда разгнейсованных (рис.). Pluton принадлежит Муйскому габбро-тоналит-плагиогранит-гранитному комплексу, образованному в позднем рифее [7] или  $733 \pm 40$  млн л назад в условиях функционирования палеоостроводужной системы [8]. Изотопными исследованиями установлено, что у протолита гранитоидов комплекса не было коровой предыстории и они образовались за счет свежего вещества деплезированной мантии [9]. Наиболее молодые магматические породы представлены редкими мелкими

дайками мелкозернистого гранита и сравнительно крупными дайками долерита и умеренно щелочного долерита мощностью до 6...7 м и протяженностью до многих сотен метров. Дайковые тела, как обычно, выполняют трещины отрыва с характерными коленообразными изгибами.

Рудовмещающие структуры сколового типа представляют собой зоны расланцевания мощностью до первых и протяженностью до первых тысяч метров, часть которых следует контактам даек долерита и в этом случае, имея более плавные очертания, «мигрирует» из одних боков даек в другие. В южной половине месторождения они имеют субширотное с южным падением под пологими (20...40°) углами простирание, в северной половине ориентированы в северо-западном направлении и падают на юго-запад под углами 30...50°. На отдельных участках зоны расланцевания вмещают протяженные сульфидно-карбонатно-кварцевые линзы, именуемые кварцевыми жилами, имеющие сложную морфологию с чередованием раздувов и пережимов. Суммарное содержание сульфидов не превышает 1 % объемных.

Минеральный состав, последовательность, физико-химические и термодинамические режимы

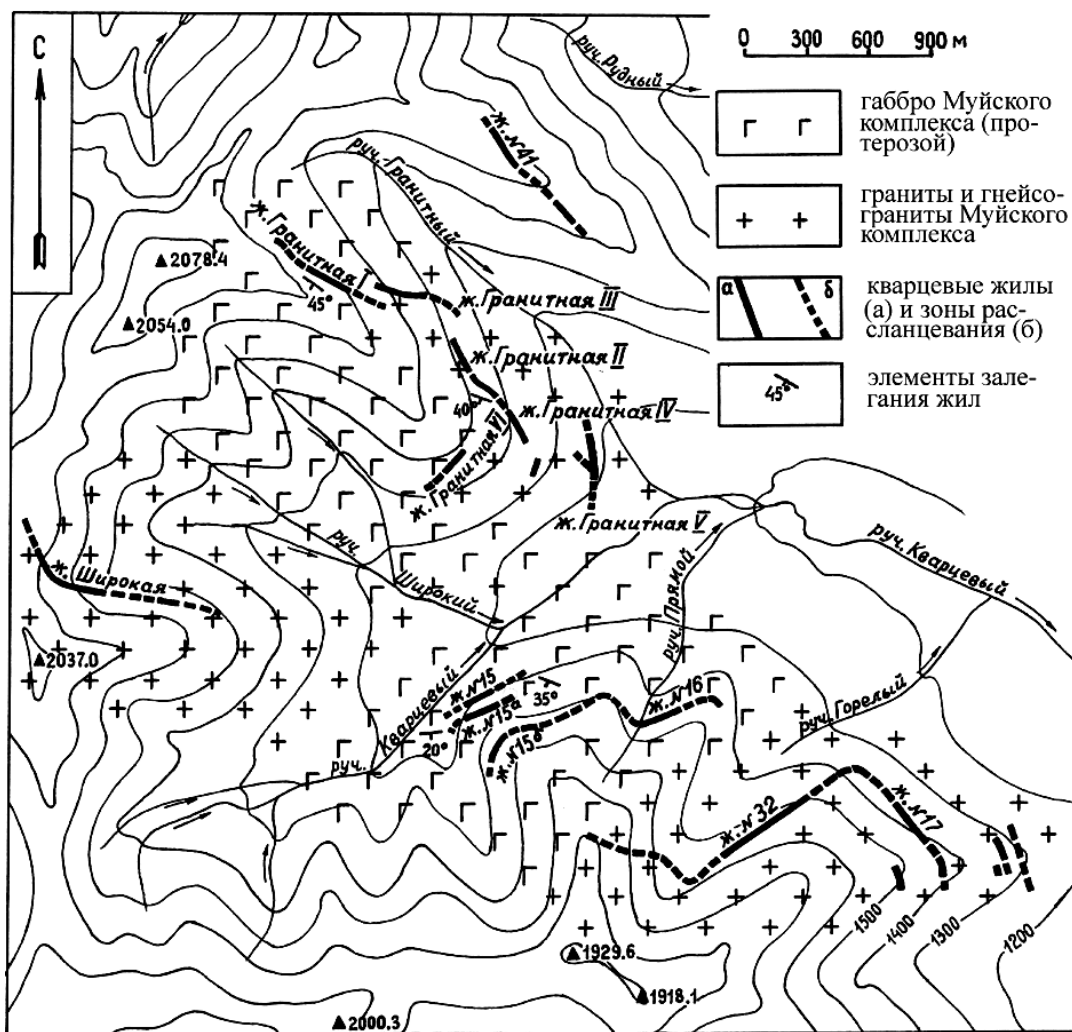


Рисунок. Схема расположения золоторудных жил Западного месторождения (по В.М. Шелковникову, 1984 г., с добавлениями)

образования руд Западного месторождения вписываются в сводную схему, составленную на основе минералого-термобарогеохимических исследований для золотых месторождений, образованных в южной части Муйского выступа фундамента и в его обрамлении [10]. Согласно этой схеме, руды включают пять минеральных комплексов и образованы в пять стадий в температурном диапазоне 500...45 °С и при давлении в системе 110...50 МПа.

В раннюю *кварцевую стадию* при температуре 450...350 °С отложены черный кварц I и обнаруженный автором в рудах соседнего Ирокиндинского месторождения черный кальцит.

Минеральный комплекс *второй кварц-турмалиновой стадии* (500...350 °С) сложен кварцем II и турмалином, образованными из хлоридных газосодержащих растворов.

В рамках *третьей пирит-кварцевой стадии* (460...310 °С) образованы кварц III, серицит, шеелит, пирит I, арсенипирит I, кальцит. Функционировали гомогенные водные растворы, не содержавшие CO<sub>2</sub>.

В *четвертую золото-галенит-сфалеритовую стадию* (330...170 °С) отложены минералы кварц IV-сфалеритовой, сфалерит-галенитовой, халькопирит-блеклорудной с золотом и анкеритом, анкерит-кальцитовой ассоциаций, содержащих помимо перечисленных минералов пирит II, арсенипирит II, кубанит, сидерит. Образование минералов происходило во вскипавших и кипевших углекислотно-водных растворах с отделением CO<sub>2</sub>.

В завершающую *пятую карбонатную стадию* (160...45 °С) из слабоконцентрированных водных растворов образованы кварц V и кальцит.

В рамках большинства стадий установлена смена во времени отложения сначала кварцев, затем сульфидов и далее карбонатов. От ранних минеральных комплексов к поздним масса кварцев снижается, а масса карбонатов возрастает. Периодически изменяется температура – в начале формирования каждого последующего минерального комплекса она возрастает сравнительно с температурами отложения поздних минералов предыдущего комплекса. Перечисленные факты рассматриваются как доказательство

цикличности минералообразования и пульсационного режима поступления металлоносных растворов в область рудообразования. Температурный интервал выделения основной массы золота и сопровождающих его сульфидов составляет 270...210 °С, что свойственно процессу образования мезотермальных золотых месторождений вообще [11].

Радиологический, К-Аг по серициту, возраст околожильных метасоматитов и руд Западного месторождения составляет 275±5 млн л и близок к возрасту Ирокиндинского (277±4 млн л) и других золотых месторождений района, образованных в позднепалеозойскую металлогеническую эпоху [12, пробы с индексом КВ – ...].

## 2. Минералого-петрохимические черты аподолеритовых околожильных метасоматических ореолов в Западном месторождении

Дайковые долериты представляют собой черную массивную крупнокристаллическую (до 3...4 мм) породу с переходом в мелкозернистую у контактов даек. Структура офитовая, иногда пойкилоофитовая. В составе породы участвуют удлиненно-таблитчатые разноориентированные кристаллы плагиоклаза (до 60 %), более основного в их ядрах (до лабрадора) и более кислого по периферии (до андезина, № 31), авгита в смеси с замещающей его травяно-зеленой роговой обманкой (–2V=68°, C:Ng=24°, Ng=1,665, Nr=1,632) и бурым биотитом, в свою очередь замещающим последнюю. Обычные аксессуарии – сфен, магнетит, апатит, циркон, пирротин.

Во всех дайках, сопровождаемых золоторудными жилами Гранитной I, II, III, свежий долерит не сохранился, а околожильные метасоматические ореолы включают полный набор минералого-петрохимических зон, свойственных ореолам, образованным в крупных геологических телах гранитов и габбро. Но в наибольшем удалении от кварцевых жил долериты слабо изменены и содержат менее 10 % новообразованных минералов (подзона слабого изменения внешней зоны), что выражается в незначительном содержании в них CO<sub>2</sub> (табл. 1), – поступающего в ореолы с металлоносными растворами компонента,

**Таблица 1.** Химические составы долерита и умеренно щелочного долерита Западного золоторудного месторождения во внешней зоне слабого изменения околожильных метасоматических ореолов

Расстояние от золоторудных жил, м	Содержание, мас. %														Σ
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	S сульфид.	CO <sub>2</sub>	CaO	MgO	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	
6,0	43,90	15,60	0,25	2,64	0,09	1,01	7,15	6,20	5,30	9,93	1,70	0,12	0,57	4,54	99,00
3,5	44,71	14,88	1,75	2,64	0,03	0,40	7,57	5,80	6,54	8,39	1,55	0,20	0,49	4,07	99,02
3,0	44,70	15,60	0,73	3,16	0,13	0,27	8,02	6,37	9,18	5,77	1,86	0,22	0,51	2,80	99,32
2,2	40,78	13,53	0,07	1,83	0,15	0,18	11,8	4,96	10,9	7,93	2,19	0,48	1,68	3,11	99,59
2,1	44,78	15,78	0,19	3,36	0,12	0,32	8,02	6,27	10,1	4,49	1,86	0,22	0,55	3,43	99,49
1,8	41,69	14,34	0,16	2,46	0,00	0,18	10,7	5,46	13,4	5,60	2,32	0,48	1,14	2,59	100,52
1,5	44,59	15,78	0,83	2,86	0,20	0,23	8,16	6,07	8,37	7,15	1,97	0,29	0,58	2,71	99,79
1,5	42,47	15,42	0,87	3,36	0,13	4,84	6,76	6,07	11,3	1,57	1,64	0,22	0,45	4,64	99,74

Полные химические силикатные анализы долерита и аподолеритовых метасоматитов (табл. 2) выполнены в ЦЛ ПГО «Запсибгеология», г. Новокузнецк, под руководством И.А. Дубровской

который, наряду с серой, служит наиболее чутким количественным показателем степени изменений пород. Выделяются пять зон (подчеркнуты минералы, исчезающие в более тыловой зоне).

**Внешняя:** серицит+кварц+лейкоксен+рутил+магнетит±пирит (пирротин)+кальцит+альбит+хлорит+эпидот; исходные: пироксен+амфибол+биотит;

**Хлоритовая:** серицит+кварц+лейкоксен+рутил+магнетит ±пирит (пирротин)+кальцит+альбит±доломит+хлорит+эпидот;

**Альбитовая:** серицит+кварц+лейкоксен+рутил+магнетит+пирит±кальцит+сидерит+альбит;

**Тыловая:** серицит+кварц+лейкоксен+рутил+магнетит+пирит±кальцит±доломит ±доломит–анкерит±сидерит;

**Осевая:** кварц+сульфиды+карбонаты+золото.

Внешняя зона занимает основной объем даек. Внутренняя граница внешней зоны фиксируется на расстоянии 1,0...1,5 м от рудных жил. Мощность хлоритовой и альбитовой зон составляет несколько десятков см каждой, тыловой зоны – не более 20...30 см.

Во внешней зоне плагиоклазы в разной степени замещены тонкозернистым агрегатом эпидота, серицита, кварца, кальцита, альбита, иногда с примесью прохлорита ( $Nm=1,637$ , удлинение –), диабантита ( $Ng=1,625$ ,  $Np=1,623$ , удлинение –). Хлориты также замещают амфибол и биотит в тонкозернистом проращении с кальцитом, магнетитом, кварцем, лейкоксом. По мере приближения к хлоритовой зоне степень сосюритизации плагиоклазов и замещения цветных минералов усиливается вплоть до сохранения вблизи внутренней границы зоны лишь реликтов амфибола и биотита. В хлоритовой зоне ведущую роль играют прохлорит или диабантит, альбит, серицит, кальцит, иногда присутствует доломит. Несущественное значение имеют мелкозернистый кварц, лейкоксен (рутил), эпидот, магнетит, пирит.

Количество перечисленных, кроме хлоритов и/или эпидота, минералов увеличивается в альбитовой зоне. Соотношение карбонатов изменяется в пользу железистых разновидностей, которые частично или полностью замещают кальцит. Ведущие минералы здесь – серицит, альбит, сидерит. Содержание кварца не превышает 1...3 %.

Тыловая зона сложена светло-серой мелкозернистой породой, лишенной альбита. В её составе преобладают серицит (до 50 %) и магнезиально-железистые карбонаты. Отмечается дальнейшее, начиная с промежуточных зон, возрастание размеров ромбэдров карбонатов до 1...2 мм, вследствие чего порода приобретает пойкило-порфиробластовую структуру. Кварц распределен неравномерно: участки с относительно высоким (до 20...30 %) содержанием сменяются участками, лишенными его полностью.

Характерны «размытые» границы между зонами. Реликты исходных цветных минералов эпизодически встречаются в глубине хлоритовой зоны на расстоянии до 2...3 см от границы массового исчезновения этих минералов, скелетные остатки чешуек хлоритов сохраняются в глубине альбитовой зоны, единичные реликты альбита можно встретить в глубине тыловой зоны.

Изменения минерального состава пород сопровождаются усиливающимися к тыловой зоне преобразованиями их химического состава, что видно по возрастающей величине удельной массы перемещенного вещества и изменениям коэффициента распределения петрогенных элементов (табл. 2). Значения последнего на периферии ореолов отражают то, что метасоматические преобразования пород осуществлялись здесь преимущественно за счет внутренних ресурсов компонентов, исключая калий и углекислотный углерод, которые наряду с серой и водородом (в составе воды) относятся к числу элементов устойчивого привноса в ореолы, главным образом, в их тыловые зоны. Калий и вода связываются в светлой слюде, углекислота – в карбонатах, сера – в сульфидах. Группа элементов устойчивого выноса включает кремний, натрий, железо (в данном случае в окисной форме). Заметно снижается содержание марганца и фосфора.

### 3. Металлы в аподолеритовых околожилных метасоматических ореолах

В едва измененных на периферии внешней зоны околожилных метасоматических ореолов долеритах (менее 10 % минеральных новообразований метасоматического этапа) невысокое (0,8 мг/т) содержание золота слабо возрастает в промежуточных зонах и достигает максимальных значений в тыловой зоне при резком увеличении здесь степени неравномерности

**Таблица 2.** Коэффициенты распределения (привноса > 1, выноса < 1) петрогенных элементов в минеральных зонах околожилных метасоматических ореолов, образованных в долерите Западного золоторудного месторождения

Минеральные зоны, в скобках число проб	Химические элементы														Δ	
	Si	Al	K	Na	S сульфид.	C <sub>6</sub>	Ca	Mg	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Ti	Mn	P	H(H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> )		O
Хлоритовая (9)	0,9	0,9	2,2	1,0	0,8	10,0	0,9	0,8	0,9	0,5	0,9	0,8	0,6	0,9	1,0	11,0
Альбитовая (2)	0,8	0,9	5,4	0,5	1,3	15,0	0,8	0,9	1,1	0,1	0,9	0,8	0,6	1,0	1,1	20,0
Тыловая (5)	0,8	0,8	6,5	0,1	1,6	16,0	0,9	1,0	1,0	0,4	0,8	0,6	0,5	1,3	1,1	21,0

Примечание. 1) Коэффициенты распределения элементов в метасоматически измененном долерите и метасоматитах тыловых зон относительно слабо измененного долерита внешней зоны (8 проб) получены с использованием результатов петрохимических пересчетов по объемно-атомному методу полных химических силикатных анализов проб. 2) Δ – удельная масса перемещенного (привнесенного и вынесенного) вещества в процентах к массе вещества исходной породы в стандартном геометрическом объеме 10000 Å<sup>3</sup>

**Таблица 3.** Оценка параметров распределения рудогенных элементов и корреляционных связей золота с рудогенными элементами в минеральных зонах околорудных метасоматических ореолов, образованных в дайковом долерите Западного золоторудного месторождения

Элементы	Параметры распределения	Минеральные зоны, в скобках число проб			
		Внешняя (17)	Хлоритовая (12)	Альбитовая (8)	Тыловая (8)
Au	$\bar{x}g(\bar{x})$	0,8(0,9)	1,3(1,4)	1,0(1,0)	2,7(9,8)
	$t(s)$	1,7(0,7)	1,5(0,5)	1,5(0,4)	4,8(17,7)
Ag	$\bar{x}g(\bar{x})$	21,3(26,4)	23,5(28,7)	57,1(117,0)	22,8(27,0)
	$t(s)$	2,0(18,5)	2,1(17,3)	4,3(158,6)	1,9(17,0)
	$r(sr)$	0,11(0,24)	<b>0,54(0,20)</b>	<b>0,48(0,22)</b>	0,26(0,38)
	Au/Ag	0,037	0,055	0,017	0,118
Hg	$\bar{x}g(\bar{x})$	28,5(32,0)	35,3(41,3)	43,4(44,1)	33,2(37,8)
	$t(s)$	1,9(22,7)	2,0(19,0)	1,2(8,7)	1,7(20,8)
	$r(sr)$	0,37(0,21)	<b>0,70(0,15)</b>	<b>0,55(0,25)</b>	-0,47(0,32)
Cr	$\bar{x}g(\bar{x})$	20(20)	20(30)	40(50)	40(100)
	$t(s)$	1,8(10)	2,0(20)	1,6(20)	3,6(200)
	$r(sr)$	-0,05(0,24)	0,32(0,26)	-0,11(0,35)	<b>-0,56(0,28)</b>
V	$\bar{x}g(\bar{x})$	90(100)	100(100)	100(100)	200(200)
	$t(s)$	2,0(90)	2,1(90)	1,4(30)	1,5(100)
	$r(sr)$	-0,04(0,24)	0,34(0,25)	0,07(0,35)	<b>-0,66(0,23)</b>
Ni	$\bar{x}g(\bar{x})$	30(40)	30(40)	40(40)	40(50)
	$t(s)$	2,0(30)	2,2(40)	1,2(5)	1,9(30)
	$r(sr)$	0,13(0,24)	0,36(0,25)	-0,48(0,27)	<b>-0,58(0,27)</b>
Co	$\bar{x}g(\bar{x})$	20(40)	20(40)	30(30)	20(30)
	$t(s)$	2,6(40)	3,2(50)	1,6(20)	1,8(10)
	$r(sr)$	-0,008(0,24)	0,35(0,25)	-0,08(0,35)	<b>-0,77(0,16)</b>
Cu	$\bar{x}g(\bar{x})$	30(30)	30(30)	40(50)	20(30)
	$t(s)$	1,4(10)	1,6(10)	1,5(20)	1,9(10)
	$r(sr)$	0,24(0,23)	-0,04(0,29)	-0,12(0,35)	<b>-0,56(0,28)</b>
Pb	$\bar{x}g(\bar{x})$	30(30)	30(30)	30(40)	20(20)
	$t(s)$	1,8(8)	1,4(8)	2,1(20)	1,9(10)
	$r(sr)$	-0,27(0,23)	0,03(0,29)	<b>0,62(0,22)</b>	0,31(0,37)
Zn	$\bar{x}g(\bar{x})$	200(300)	200(200)	70(70)	100(100)
	$t(s)$	1,4(80)	2,3(100)	1,2(10)	1,6(50)
	$r(sr)$	-0,08(0,24)	-0,17(0,28)	-0,49(0,27)	0,35(0,36)

Примечание.  $\bar{x}g(\bar{x})$  – среднее соответственно геометрическое и арифметическое содержание, мг/т (Au, Ag, Hg), г/т (остальные элементы);  $t$  – стандартный множитель;  $s$  – стандартное отклонение содержаний, мг/т (Au, Ag, Hg), г/т (остальные элементы);  $r$  – коэффициент парной линейной корреляции элементов с золотом, выше уровня значимости обозначен полужирным шрифтом;  $sr$  – стандартное отклонение коэффициента корреляции. Расчеты выполнены Н.П. Ореховым

распределения содержаний металла (табл. 3). Аналогично в общих чертах распределение в ореолах серебра и ртути, – их содержания возрастают в направлении к тыловой и осевой зонам. Однако концентрации этих металлов достигают максимальных значений в сопряженной с тыловой альбитовой зоне. В тыловой зоне золото-серебряное отношение увеличивается до 0,118 против 0,037 на периферии ореолов. Сравнительно сильные корреляционные связи золота с серебром свойственны породам в промежуточных зонах, в том числе в альбитовой.

Несколько понижены против кларка в слабо измененных долеритах содержания хрома, ванадия, повышены – цинка, сопоставимы с кларковыми концентрации ряда других цветных металлов. При отсутствии существенных изменений по минеральным зонам ореолов параметров распределения никеля, кобальта, меди, свинца наблюдается возрастание примерно вдвое в тыловой зоне концентраций хрома, ванадия и снижение также примерно вдвое содержаний цинка.

Фиксируются положительные корреляционные связи с золотом серебра, ртути в породах хлоритовой и альбитовой зон, свинца в метасоматите альбитовой зоны, обратные связи в метасоматитах тыловой зоны ванадия, хрома, никеля, кобальта, меди.

#### 4. Обсуждение результатов и выводы

Как следует из приведенных материалов, Западное золоторудное месторождение образовано в позднепалеозойскую металлогеническую эпоху через 450 млн л после становления изверженных пород Муйского комплекса. Следовательно, позднерифейские габброиды и гранитоиды при рудообразовании служили лишь вмещающей средой. Остается пока открытым вопрос о возрасте наиболее поздних в месторождении дорудных малых интрузий – даек аплитовидного гранита, долерита, умеренно щелочного долерита и о возможной связи оруденения с ними и с более масштабными магматическими телами. В решении вопроса целесообразно учитывать ряд фактов.

Во-первых, Западное месторождение создано одновременно с соседним Ирокиндинским, как, впрочем, и с рядом других золоторудных месторождений Северо-Забайкальского района [12]. Во-вторых, оба месторождения генетически однородны, — их руды сложены одинаковыми по составу и последовательности отложения минеральными комплексами, образованными в условиях однотипных физико-химических и термодинамических режимов. В третьих, то и другое месторождение по генетическим показателям принадлежит к совокупности мезотермальных золотых месторождений — производных антидромных флюидно-магматических рудопроизводящих систем на позднем, сменяющем ранний гранитоидный, базальтоидном этапе их функционирования [6 и др.]. Последнее доказывается существованием дорудных даек кислого состава и предрудных, внутри- и познерудных (послерудных) даек умеренно щелочных основных пород (долеритов), завершающих становление магматических комплексов, ранние члены которых представлены гранитоидными плутонами [13] или очаговокупольными постройками [6]. С учетом этого возникает основание предполагать, что пара Западное — Ирокиндинское месторождения не составляют в этом плане исключение: в первом выявлены дорудные дайки кислых и умеренно щелочных основных пород, во втором — дорудные дайки кислых пород и познерудных умеренно щелочных долеритов. Для сравнения отметим, что в составе сопровождаемых оруденением малых интрузий расположенного в 30 км к востоку Кедровского золоторудного месторождения наряду с дорудными дайками кислых пород, включая пегматиты, преобладают дайки умеренно-щелочных долеритов, но внутрирудные [6, 12]. Многочисленные дайки кислого и основного состава пока достоверно не установленного возраста, несущие признаки гидротермальных изменений, известны в насыщенных разломами вулканогенно-осадочных толщах килианской и мухтунной свит рудоконтролирующей Килианской зоны глубинных разломов, в том числе в районе локализации обоих обсуждаемых месторождений.

Очевидно то, что как Западное, так и Ирокиндинское месторождения наряду с другими золоторудными месторождениями района одного с ними возраста [12] образованы в рамках процесса тектоно-магматической активности позднепалеозойского времени. Последняя получила мощное вещественное выражение в становлении крупных гранитоидных плутонов Баргузинского и Витимканского магматических комплексов, входящих в состав Ангаро-Витимского батолита и образованных несколько раньше обсуждаемых месторождений —  $301 \pm 2 \dots 314 \pm 8$  млн л («баргузинские» граниты) [14],  $290 \pm 3$  млн л («баргузинские» граниты),  $292 \pm 1,5$  млн л («витимканские» граниты) [15],  $290 \pm 3$  млн л [16]. Принадлежность даек кислых и основных пород золоторудных месторождений, в том числе Западного, к упомянутым комплексам на позднем этапе их формирования в свете приве-

денных фактов и в согласии с ситуацией в других районах [6] весьма вероятна. Если это подтвердится в дальнейшем посредством, скажем, определенного радиологического возраста пород даек и других исследований, будет создана дополнительная основа для доказательства антидромного характера этих комплексов, рудопроизводящей функции их на позднем базальтоидном этапе в северном архей-протерозойском обрамлении Ангаро-Витимского батолита, парагенетических связей оруденения с ранними производными и генетических связей его с поздними базальтоидными производными комплексов в соответствии с концепцией магматогенного мезотермального рудообразования [6].

Дорудный, а с учетом приведенных соображений вероятный предрудный возраст даек долерита и умеренно щелочного долерита Западного месторождения, сопровождаемых Гранитными I, II, III жилами, доказывается околожилными их изменениями.

Околожилные аподолеритовые метасоматические ореолы месторождения по структуре (порядку минеральной зональности) и по существу минералогико-химических преобразований пород отвечают березитовой метасоматической формации, а месторождение, следовательно, принадлежит к золотой субформации золото-уран-полиметаллической березитовой рудной формации. Метасоматит тыловой зоны идентифицирован как березит, температурный режим образования которого ( $300 \dots 200$  °C) [17] согласуется с температурами образования ассоциаций продуктивного минерального комплекса руд. Вместе с тем, ореолы околожильного метасоматизма месторождения в типовых чертах обнаруживают сходство с околорудными метасоматическими ореолами, образованными в парагнайсах, ультраметаморфических гранитоидах, кальцифирах Ирокиндинского месторождения [4, 5, 18], в протерозойских углеродистых терригенных сланцах кедровской [4] и водораздельной [19] свит соответственно в Кедровском и Каралонском месторождениях, в дифференцированных вулканитах позднепротерозойской килианской свиты в Петелинском кварцево-жильном поле [20]. Сходство служит одним из признаков генетической однородности месторождений, локализованных в черносланцевом и кристаллическом субстрате [21]. Снижение концентраций титана и особенно фосфора в ореоле Западного месторождения наряду с обогащением этими элементами тыловых зон ореолов в других объектах [22] обусловлено миграцией обоих элементов вследствие, вероятно, неоднократной трансформации кислотного режима металлоносных растворов на щелочной, в первом случае, и щелочного режима на кислотный, во втором.

О генетической однородности месторождений той и другой совокупности свидетельствуют геохимические черты пород в околожильном пространстве и признаки причинно-следственных связей геохимических аномалий с околорудными метасоматитами и рудами [3–5, 18, 19]. В упомянутых

мезотермальных золотых месторождениях исходные для метасоматизма метаморфизованные углеродистые терригенные сланцы и кристаллические породы в межореольном (междужильном) пространстве содержат в среднем золото, серебро, ртуть и другие сопровождающие их цветные металлы на уровне местных кларков или субкларковых значений. При отсутствии вещественно-минералогических признаков воздействия на породы здесь рудообразующих флюидов нет оснований предполагать вынос отсюда рудогенных элементов, как, впрочем, и из пород внешней зоны околорудных метасоматических ореолов, средние концентрации петрогенных и рудогенных элементов в которых близки к таковым в породах, не затронутых метасоматизмом, или возрастают. Во всех случаях средние содержания золота, серебра, ртути в направлении к осевым (рудным) зонам от одной минеральной зоны к другой нарастают при увеличении степени неравномерности распределения металлов, достигая максимальных значений в тыловой, иногда смежной с ней альбитовой зонах, — тем больших, чем выше содержание металлов в рудах. Значимость различий средних и дисперсии распределения элементов триады обычно наступает, начиная с промежуточной хлоритовой зоны, иногда с подзоны интенсивного изменения внешней зоны или с альбитовой зоны. Таким образом, аномалии благородных металлов и ртути занимают, учитывая масштабы внешней зоны, намного меньшие околорудных метасоматических ореолов объема и непосред-

ственно обрамляют, как и слабоконтрастные ореолы цветных металлов, золоторудные жилы и зоны. В обрамлении рудных столбов содержания золота и серебра достигают 1,0...1,5 граммов в тонне березита (лиственита), то есть приближаются к таковым в рудах, в обрамлении слабозолотоносных интервалов жил и минерализованных зон не превышают мг — десятков мг, как это фиксируется и в Западном месторождении. Синхронно с увеличением содержания и дисперсии распределения возрастает Au-Ag отношение до значений, сопоставимых с таковыми в рудах. Последнее, вероятно, связано с преобладанием в металлоносных растворах золота над серебром и большей сравнительно с серебром массой отложенного при рудообразовании золота.

Приведенные материалы по Западному месторождению на низком уровне содержаний металлов в обрамлении слабозолотоносных интервалов кварцевых жил подтверждают общую картину строения околорудных метасоматических ореолов и геохимических полей в околорудном пространстве, повторяющуюся в месторождениях, сложенных разным по составу и происхождению субстратом и, по всем признакам, нарисованную природой по единому сценарию. Дальнейшая задача заключается в том, чтобы дополнять эту картину новыми мазками — фактами такого рода по другим месторождениям и исследовать технологию художественного творчества природы — механизмы массопереноса в процессах мезотермального рудообразования.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вилор Н.В., Лепин В.С., Станевич А.М. и др. Радиологическое и палеофитологическое датирование осадконакопления и преобразования пород Байкало-Патомского нагорья // Доклады АН СССР. — 1991. — Т. 318. — № 2. — С. 396–400.
2. Лавров Н.П., Прокофьев В.Ю., Дистлер В.В. и др. Новые данные об условиях рудоотложения и составе рудообразующих флюидов золото-платинового месторождения Сухой Лог // Доклады РАН. — 2000. — Т. 371. — № 1. — С. 88–92.
3. Кучеренко И.В. Петрогеохимические особенности рудообразования в сланцевых толщах // Разведка и охрана недр. — 1986. — № 12. — С. 24–28.
4. Кучеренко И.В. Золото, серебро, ртуть в золотоносных апогнейсовых и аполанцевых околорудных метасоматических ореолах березитовой формации // Известия Томского политехнического университета. — 2000. — Т. 303. — № 1. — С. 161–169.
5. Кучеренко И.В. Сингенез околорудных метасоматических и геохимических ореолов в мезотермальных месторождениях золота // Известия Томского политехнического университета. — 2005. — Т. 308. — № 3. — С. 22–28.
6. Кучеренко И.В. Петрологические и металлогенические следствия изучения малых интрузий в мезотермальных золоторудных полях // Известия Томского политехнического университета. — 2004. — Т. 307. — № 1. — С. 49–57.
7. Врублевская Т.Т., Цыганков А.А. О петротипе муйских гранитоидов (Байкальская горная область) // Геология и геофизика. — 1997. — Т. 38. — № 9. — С. 1484–1489.
8. Цыганков А.А., Врублевская Т.Т., Конников Э.Г. и др. Геохимия и петрогенезис гранитоидов муйского интрузивного комплекса (Восточная Сибирь) // Геология и геофизика. — 1998. — Т. 39. — № 3. — С. 361–374.
9. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. и др. О возрасте «муйских» гранитов Байкало-Витимского офиолитового пояса (U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства) // Доклады РАН. — 1995. — Т. 343. — № 5. — С. 673–676.
10. Ляхов Ю.В., Попивняк И.В. О физико-химических условиях развития золотого оруденения Северной Бурятии // Известия АН СССР. Сер. геологич. — 1977. — № 6. — С. 9–18.
11. Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Шер С.Д. Формации золоторудных месторождений // Рудные формации эндогенных месторождений. Т. 2. — М.: Наука, 1976. — С. 3–110.
12. Кучеренко И.В. Позднепалеозойская эпоха золотого оруденения в докембрийском обрамлении Сибирской платформы // Известия АН СССР. Сер. геологич. — 1989. — № 6. — С. 90–102.
13. Кучеренко И.В. Малые интрузии Берикюльского рудного поля // Известия Томского политехнического университета. — 2003. — Т. 306. — № 4. — С. 28–33.
14. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г. Герцинский возраст и докембрийский коровый протолит баргузинских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита: U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства // Доклады РАН. — 1993. — Т. 331. — № 6. — С. 726–729.
15. Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С. и др. Новые данные о возрасте гранитоидов витимканского комплекса (Ангаро-Витимский батолит) // Доклады РАН. — 1997. — Т. 353. — № 3. — С. 375–378.
16. Будников С.В., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. и др. Новые данные о возрасте Баргузинского гранитоидного комплекса



- Ангаро-Витимского батолита // Доклады РАН. – 1995. – Т. 344. – № 3. – С. 377–380.
17. Русинов В.Л. Условия проявления вертикальной метасоматической зональности // Метасоматизм и рудообразование. – М.: Наука, 1984. – С. 247–256.
  18. Кучеренко И.В. Геохимические аномалии благородных металлов как составная часть околорудных метасоматических ореолов в мезотермальных месторождениях золота // Известия Томского политехнического университета. – 2005. – Т. 308. – № 4. – С. 25–32.
  19. Кучеренко И.В. К методике формирования выборок для расчета статистических параметров распределения и баланса химических элементов в околорудном пространстве гидротермальных месторождений золота // Известия Томского политехнического университета. – 2005. – Т. 308. – № 2. – С. 23–30.
  20. Кучеренко И.В. Об источниках кремнезема в образовании мезотермальных кварцево-жильных золотых месторождений // Горно-геологическое образование в Сибири: 100 лет на службе науки и производства: Матер. Междунар. научно-техн. конф., г. Томск, сентябрь 2001 г. Региональная геология. Геология месторождений полезных ископаемых. – Томск: Изд-во ТПУ, 2001. – С. 249–255.
  21. Кучеренко И.В. Околорудный метасоматизм как критерий генетической однородности мезотермальных золотых месторождений, образованных в черносланцевом и несланцевом субстрате // Известия Томского политехнического университета. – 2005. – Т. 308. – № 1. – С. 9–15.
  22. Кучеренко И.В. Теоретические и прикладные аспекты изучения геохимии титана, фосфора, магния в мезотермальных золотых месторождениях. Ч. 1 // Известия Томского политехнического университета. – 2004. – Т. 307. – № 2. – С. 49–55.

УДК 550.422

## МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОЦЕНКИ НЕОДНОРОДНОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКОГО СПЕКТРА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Р.Ю. Гаврилов, А.А. Поцелуев

Томский политехнический университет

E-mail: gavrilovroman9@mail.ru

*Приводится методика оценки и использования комплексных геохимических показателей при изучении степени неоднородности геологических образований. Изложены рекомендации по использованию химических элементов с различным уровнем накопления при расчете комплексных показателей. Показано значительное влияние таких элементов как магний, углерод, сера, скандий, ванадий, хром, кобальт, никель, медь, бор, азот, самарий, гадолиний, мышьяк, сурьма, палладий, европий, тербий, гольмий на неоднородность геохимического спектра.*

### Введение

В практике поисков и разведки месторождений полезных ископаемых применяются различные комплексные геохимические показатели. Важнейшими из них являются характеристики неоднородности геологических образований.

В работах В.В. Ляховича [1–3] обращено внимание на неоднородное распределение рудных и редких элементов в гранитоидах СССР. Колебания содержания отдельных элементов в измененных гранитоидах изменяются в пределах до 1400 раз.

На важное значение дисперсии концентраций элементов для оценки потенциальной рудоносности обратили внимание Л.В. Таусон и др. [4]. В этой работе отмечается, что дисперсия концентраций многих редких элементов в массивах изверженных горных пород существенно изменяется в зависимости от особенностей становления, кристаллизации и дифференциации интрузий, а также от их постмагматической истории развития.

Для оценки неоднородности геохимического спектра геологических образований используют показатели дисперсии и вариации.

Подобные подходы к обработке геохимической информации были предложены ранее Н.И. Сафроновым [5] и С.Г. Выборовым [6]. В первом случае

было предложено оценивать энергию рудообразования для характеристики руд сложного состава и комплексных ореолов по формуле:

$$E_n = \sum_{i=1}^n K_i \cdot \ln K_i,$$

где  $K_i$  – коэффициент концентрации  $i$ -ого элемента,  $n$  – число элементов.

В другом случае авторы [6] предложили оценивать нарушенность геохимического поля для локализации участков, перспективных на обнаружение рудных тел.

Для оценки степени нарушенности геохимического поля было предложено использовать комплексный показатель (КП), который рассчитывается для каждой пробы в следующей последовательности: 1) Коэффициенты концентрации ( $K_c$ ) всех элементов пробы по формуле  $K_c = C_i / C_{\phi_i}$ , где  $K_c$  – коэффициент концентрации  $i$ -ого элемента,  $C_{\phi_i}$  – фоновое содержание  $i$ -ого элемента, рассчитанное для определенного типа пород; 2) среднее арифметическое значение коэффициента концентрации в пределах пробы:  $K_c = \sum_{i=1}^n \frac{K_{c_i}}{n}$ , где  $n$  – число включенных в расчет элементов пробы; 3) на основе среднего  $K_c$  и  $K_{c_i}$  всех элементов вычисляется комплексный показатель нарушенности геохимического поля ( $K_d$ ) для каждой пробы по формуле: