

Томское отделение Российского минералогического общества
Томский государственный университет
Кафедра минералогии и геохимии



МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ АЗИИ

Выпуск 2

Томск
2013

2. Вернадский В.И. Несколько слов о ноосфере // Успехи современной биологии. – 1944. – Т. 18. – С. 118–120.
3. Вернадский В.И. Биосфера и ноосфера. – М.: Наука, 1989. – 262 с.
4. Воронцов А.М. Биосфера и человечество // В мире науки. 1989. – №.11. – С. 4–5.
5. Гоби-Алтайское землетрясение // Под. ред. Н.А. Флоренсова и В.П. Солоненко. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 391 с.
6. Давиденко И.В. Люди изучают Землю. – Мурманск, Книжное изд-во, 1977. – 224 с.
7. Кадыров Ш. Ашхабадская катастрофа. – Ашхабад: Туркменистан, 1990. – 64 с.
8. Лайель Ч. Основные начала геологии (перевод с девятого английского издания 1866 г.). – М.: Наука, 1960. – 321 с.
9. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. – 2001. – Т. 43. – № 4. – С. 291–307.
10. Лосев К.С., Ананичева Н.Д. Экологические проблемы России и сопредельных территорий. – М.: Ноосфера, 2000. – 208 с.
11. Маракушев А.А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности – М.: Наука, 1999. – 225 с.
12. Монин А.С. Численные эксперименты по формам мантийной конвекции // Докл. АН. СССР. – 1987. – Т 295 – № 5. – С. 1080–1083.
13. Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. – М.: Прогресс, 1986. – 356 с.
14. Трифонов В.Г., Караханян А.С. Геодинамика и история цивилизаций. – М.: Наука, 2004. – 668 с.

ФОСФОР И СЕРА В СКАРНОВЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУДАХ

Г.Б. Князев

*Томский государственный университет, г. Томск
e-mail: kgb@ggf.tsu.ru*

Сера и фосфор всегда оказываются спутниками железа в его месторождениях. Тесная связь фосфора и железа имеет место в месторождениях апатит-магнетитовых руд типа Кируны и соответствующих руд Ковдорского типа. В этих месторождениях, а также во многих массивах габбро продуктивная ассоциация железо-фосфор может рассматриваться как бизлементная собственно магматическая. Другая бизлементная ассоциация железо-сера наиболее ярко представлена колчеданными залежами. Все промышленные месторождения железа также сопровождаются серой и фосфором в количествах заметно меньших, чем в отмеченных выше бизлементных ассоциациях.

Если не рассматривать собственно магматические месторождения железа, реальные наиболее высокие его концентрации связаны с постмагматическим и осадочным процессами с не всегда однозначно определяемым источником вещества. В ходе этих процессов в совокупности с более поздними преобразованиями формируются удивительно однообразные минеральные ассоциации скарных, осадочных и метаморфогенных железных руд, подтверждая принцип «универсальной стандартности рудообразования» [20].

Скарновые месторождения железа представляют собой один из наиболее интересных промышленно-генетических типов месторождений, подробно изучаемых с 20-х годов прошлого столетия (то есть в течение почти 100 лет). Месторождения по данным [3] содержат около 6% запасов железных руд России и поставляют около 10% руды для её чёрной металлургии (в 1965 году доля скарных руд в металлургической промышленности СССР составила 25%, а вместе с рудами месторождений Ангаро-Илимского типа – более 30%). За длительный период исследования скарных магнетитовых месторождений в геологических фондах и в опубликованной литературе накопилось большое количество данных опробования месторождений на железо и сопутствующие ему фосфор и серу. Наиболее полные данные по среднему составу скарных железных руд обобщены для Южносибирских железорудных месторождений в монографии под редакцией А.С. Калугина [6], в монографии «Железорудная база России под редакцией В.П. Орлова [3], в многотомнике «Железорудные месторождения СССР» [5, 21], серии сборников по магнетитовым месторождениям Урала и Восточного Зауралья [2, 7, 8, 9]. Общая выборка средних содержаний железа, серы и фосфора в рудах магнетитовых скарных месторождений и отдельных рудных залежах с подсчитанными запасами составила более 200. Это позволило исследовать полученную трёхмерную систему методами многомерной прикладной статистики.

Наиболее продуктивными методами исследования геохимических случайных величин и их систем являются регрессионный и дисперсионный анализы. Многомерные случайные величины эффективно могут быть исследованы методом главных компонент и сопутствующими ему методами группирования и классификации. Фактически, метод главных компонент можно рассматривать как многомерный дисперсионный анализ, хорошо соответствующий общепринятым принципам изучения изменчивости геологических объектов для восстановления истории и оценки процессов их образования. Ограничения статистического исследования геохимической системы Fe-P-S скарных железных руд связаны с резкими различиями абсолютных значений и функций распределения отдельных параметров этой системы. Среднее содержание железа в рудах имеет симметричное, близкое к нормальному, распределение с параметрами: среднее 44,45%, стандартное отклонение 11,6%; распределение серы близко к логнормальному со средним значением 2,14% и стандартом 3,7%; для среднего содержания фосфора в рудах обнаруживается ещё более резко ассиметричное распределение, близкое к показательному, со средним значением 0,14% и стандартом 0,64%. Различия

распределения железа, серы и фосфора хорошо видны на графиках их эмпирических функций распределения (рис. 1).

Исследования совместной изменчивости величин при резком различии их распределений не даёт корректных результатов даже при больших объёмах выборок. Обычное преобразование случайных величин по известным алгоритмам к нормальному распределению не всегда даёт нужные результаты. Для приведения распределений железа, серы и фосфора к одному типу мы прибегли к их преобразованию с заменой реальных содержаний в процентах на их эмпирические вероятности по алгоритму $y_i = i/n$, где i – порядковый номер преобразуемой величины x_i в вариационном ряду X , n – объём выборки.

Преобразованные случайные величины приобретают значения из интервала (0,1) и равномерное распределение со средним значением, близким к 0,5, минимальным, равным $1/n$ и максимальным, равным 1, то есть все случайные величины будут иметь одинаковые параметры положения и одинаковые параметры масштаба. Такое преобразование можно назвать нормализацией на объём выборки. Его удобно использовать для исследования парных совместных распределений и ещё более удобно для построения треугольных диаграмм совместного распределения трёх компонентов, широко используемых в практике геохимических исследований. В этом случае не нужно прибегать к суммированию значений, их приведению к 100 %, а также учитывать резкую разноразмерность случайных величин.

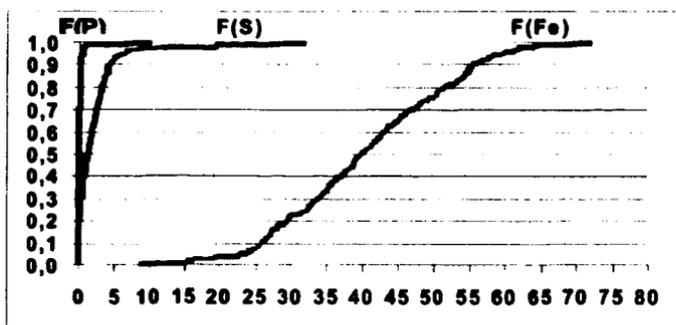


Рисунок 1 – Эмпирические функции распределения $F_{262}(X)$ средних содержаний железа, серы и фосфора в рудах скарновых месторождений магнетита.

Обратное преобразование случайных величин возможно с использованием таблиц или графиков эмпирических функций распределения. Это можно делать при завершении всех необходимых статистических процедур. Нормализация случайных величин на объём выборки по сравнению со стандартизацией лучше соответствует закону геохимии об отсутствии нулевых и, тем более, отрицательных реализаций геохимических случайных величин.

Кластерный анализ по соотношению серы и фосфора уверенно разделил все 198 учтённых месторождения и отдельные рудные залежи на четыре группы (табл. 1, рис 2).

Первая группа – месторождения с рудами, относительно обогащёнными серой, вторая группа – месторождения, относительно обогащённые фосфором, третья группа – месторождения с рудами, обогащёнными и серой и фосфором, четвёртая группа – месторождения с рудами относительно обеднёнными сульфидами и фосфатами. Ошибка этой классификации, установленная с помощью дискриминантных функций не превышает 5 %

Таблица 1 – Средний состав скарных железорудных месторождений, различающихся по соотношению серы и фосфора. Содержания компонентов даны в масс. %, запасы – в млн. т для отдельных групп и двух выборок. Объёмы выборок указаны в скобках.

группы	1 группа (54)		2 группа (62)		3 группа (45)	
параметры	среднее	стандарт	среднее	стандарт	среднее	стандарт
Запасы	160,17	343,98	164,92	249,76	76,02	185,23
Fev	42,15	7,84	38,81	9,59	39,32	8,50
SiO ₂	17,79	8,18	19,01	8,79	18,05	7,10
TiO ₂	0,36	0,62	0,42	0,21	0,34	0,24
Al ₂ O ₃	4,09	2,06	5,24	2,44	5,72	2,30
Fe ₂ O ₃	38,72	7,89	38,32	11,46	39,13	12,01
FeO	17,47	5,65	15,11	4,67	16,28	4,21
MgO	3,56	3,16	4,95	3,88	4,69	3,68
CaO	8,90	3,93	8,42	4,56	8,05	3,07
MnO	0,43	0,51	0,30	0,24	0,59	0,60
п.п.п.	4,42	2,84	5,10	3,13	5,51	2,88
S	2,22	1,16	0,29	0,28	2,82	2,05
P	0,05	0,02	0,31	0,58	0,15	0,09
группы	4 группа (37)		1 Выборка (198)		2 Выборка (255)	
параметры	среднее	стандарт	среднее	стандарт	среднее	стандарт
Запасы	52,33	88,99	121,72	251,05		
Fev	44,75	11,94	40,94	9,63	40,22	10,39
SiO ₂	17,98	12,56	18,27	9,07	17,08	7,70
TiO ₂	0,40	0,38	0,38	0,39	0,40	0,98
Al ₂ O ₃	3,15	2,03	4,64	2,41	5,44	3,42
Fe ₂ O ₃	47,02	16,35	40,34	12,36	41,72	14,06
FeO	15,97	7,14	16,15	5,42	14,42	5,30
MgO	4,03	4,80	4,34	3,86	4,35	2,87
CaO	5,43	4,47	7,91	4,23	8,29	4,59
MnO	0,88	1,36	0,51	0,74	0,26	0,44
п.п.п.	4,38	3,33	4,89	3,03	5,83	3,92
S	0,19	0,21	1,37	1,62	2,43	4,18
P	0,03	0,02	0,15	0,34	0,13	0,65

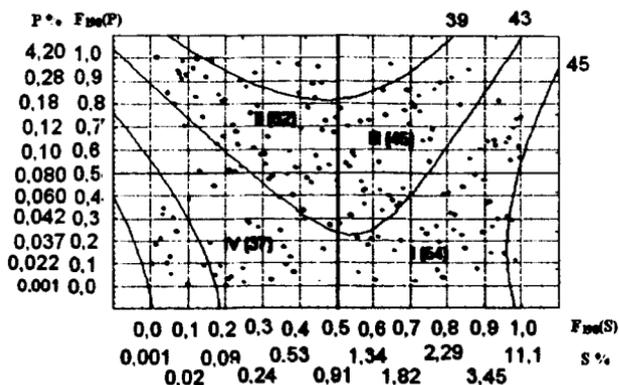


Рисунок 2 – Совместное распределение средних содержаний в рудах серы и фосфора (точки) с наложенным трендом изменчивости содержания железа в указанных координатах. Содержания серы и фосфора указаны в масс. % и соответствующих им значениях равномерной вероятностной шкалы. Цифры в верхней правой части диаграммы – значения линий уровня содержания в рудах железа, аппроксимированного полиномиальным уравнением второго порядка. Римские цифры – группы месторождений, в скобках указано число месторождений.

Анализ главных компонент в системе железо-фосфор-сера (рис.3) выявил три главных координаты с примерно одинаковой изменчивостью системы вдоль этих координат.

Первая главная координата характеризует процесс накопления железа в рудных залежах. При этом фосфор выступает как антипод железа отражая тот факт, что в ходе образования рудных залежей совместного отложения оксидов железа и апатита не происходит при любом предполагаемом механизме рудообразования. Совместное накопление железа и фосфора в виде апатит-магнетитовых рудных концентраций в исследуемых месторождениях является скорее исключением, чем правилом. По-видимому, апатит-магнетитовые месторождения типа Коргонского на Алтае или классические месторождения этого типа в Швеции и Чили нужно рассматривать вне рамок контактово-метасоматического генетического типа. Наличие в скарново-рудных залежах апатита не является признаком предполагаемого некоторыми исследователями первичного вулканогенного или осадочного механизмов накопления железных руд в скарновых и гидросиликатовых месторождениях. Прямые наблюдения над взаимоотношениями апатита и магнетита в рудах свидетельствуют о более позднем выделении апатита. Это выражается, в частности, в появлении на некоторых месторождениях пироксен-амфибол-apatитовых и других апатит содержащих жил (Таятских месторождение в Восточных Саянах, Качарское и Сарбайское месторождения); фосфатная минерализация в рудах Ангаро-Илимских месторождений) [1, 10, 12, 15].

Вторая главная координата в трёхмерной системе железо-сера-фосфор характеризует направление изменчивости руд, связанное с их сульфидизацией. Этот процесс характеризует гидротермальный этап изменения железных руд, линейно продолжая послемагматический процесс с увеличением активности серы в рудообразующих растворах.

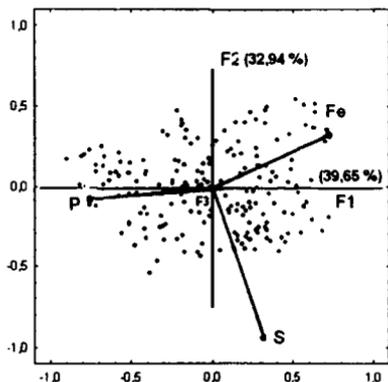


Рисунок 3 – Проекция системы Fe-P-S на плоскость двух первых главных координат, описывающих более 70% её изменчивости. Точками показаны проекции средних составов месторождений магнетита. F_1 и F_2 – первая и вторая главные координаты, с указанными долями изменчивости составов руд вдоль соответствующих направлений.

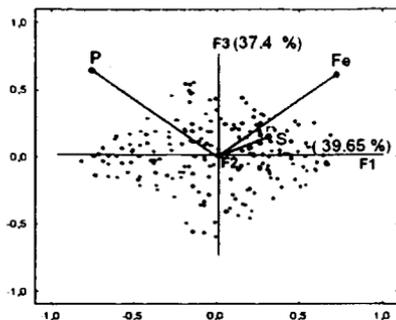


Рисунок 4 – Проекция системы Fe-P-S на плоскость первой-третьей главных координат, описывающих 65% её изменчивости. Точками показаны проекции средних составов месторождений магнетита. F_1 , F_2 и F_3 – главные координаты, с указанными долями изменчивости составов руд вдоль соответствующих направлений.

Условно все метасоматические магнетитовые месторождения можно разделить на фосфатный и сульфидный типы. На рисунке 4 месторождения фосфатного типа располагаются в верхней части диаграммы (вторая и третья группы). В проекции на рис. 3 рой точек средних составов рудных залежей повернут на 45° вокруг второй главной координаты, перпендикулярной плоскости чертежа. На этой проекции выявляется более тесная связь железа с серой, чем железа с фосфором, что хорошо видно и на рисунке 2, где ясно виден тренд увеличения содержания железа в координатах сера-фосфор в сульфидном типе рудных залежей.

Литература

1. Ангаро-Илимские железорудные месторождения трапповой формации южной части Сибирской платформы / Г.И. Антипов, М.А. Иващенко, В.В. Корабельникова. – М.: Госгеолтехиздат, 1960. – 390 с
2. Геология и генетические особенности магнетитовых месторождений Тургая / Н.М. Беляшов, А.Е. Бекмухаметов, В.М. Щербак и др. – Алма-Ата: Наука, 1969. – 290 с.
3. Железородная база России / Под ред. В.П. Орлова, М.И. Веригина, Н.И. Голивкина. – М.: ЗАО Геоинформмарк, 1998. – 850 с.
4. Дербиков И.И., Руткевич Н.С. Железородные месторождения Горной Шории в свете вулканогенно-осадочной теории рудообразования. – Новосибирск: СНИИГГИМС, 1971. – 90 с.
5. Железородные месторождения Алтае-Саянской горной области / Под ред. А. П. Бардина. – М.: АН СССР, 1959. – 280 с.
6. Железородные месторождения Сибири / А.С. Калугин, Т.С. Калугина, В.И. Иванов и др. – Новосибирск: Наука, 1981. – 230 с.
7. Железородные формации Зауралья. Северная часть Тургайского прогиба / А.М. Дымкин, Ю.А. Полтавец, Я.П. Баклаев и др. – Свердловск, 1987. – 234 с.
8. Железородные формации Зауралья. Средняя и Южная части Тургайского прогиба / А.И. Бекмухаметов, Я.П. Баклаев, Ю.А. Полтавец и др. – Свердловск, 1986. – 237 с.
9. Железородные формации Среднего и Южного Урала / Под ред. А.Л. Яншина. – М: Наука, 1989. Т. 1. – 240 с.
10. Жук-Почекутов К.А., Овчинников Л.Н. К условиям образования Качарского железородного месторождения. // Геология рудных месторождений. – 1986. – №2. – С. 23–25.
11. Калугин И.А. Петрохимические особенности скарново-магнетитового оруденения в силикатных и карбонатных толщах. // Проблемы дифференциации вещества в магматических рудообразующих процессах. – Новосибирск, 1977. – С. 161–178.
12. Калинин Д.В., Каныгин Л.И., Удуд Б.С. Апатит-пироксеновые жильные пегматоидные образования Таятского железородного месторождения. // Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. – Томск: Изд. Томского университета, 1962.
13. Князев Г.Б. Закономерности размещения и особенности состава магнетитовых месторождений западной части Западного Саяна. // Проблемы типизации и прогнозирования железородных месторождений. – Новосибирск: Наука, 1990. – С. 33–46.
14. Князев Г.Б. Вулканогенно-карбонатный тип разрезов вмещающих пород железородных полей Сисим-Казырского синклиниория (Восточный Саян) // Формационный анализ в геологических исследованиях: Материалы научно-практической конференции. – Томск, 2002. – С. 53–57.

15. Князев Г.Б., Хохлов В.Е. Химико-минералогические особенности руд Таятского метасоматического магнетитового месторождения скаполитового подтипа. // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – Иркутск: Иркутский политехнический ин-т, 1981. – С. 36–47.
16. Князев Г.Б., Зубков А.А. и др. Структурно-генетическая модель Восточно-Бурлуковского железорудного месторождения (Восточный Саян). // Геология и разведка. – 1991. – №2. – С. 70–75
17. Князев Г.Б. Структурно-генетическая модель Тереховского магнетитового месторождения // Геология и геофизика. – 1988. – №12 – С. 68–77.
18. Магнетитовые руды Кустанайской области и пути их использования / ред. А.П. Бардин. – М.: АН СССР, 1958. – 490 с.
19. Мазуров М.П. Генетические модели скарновых железорудных формаций. – Новосибирск: Наука, 1985. – 185 с.
20. Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений. – М.: Недра, 1988. – 255 с.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ И СПЕЦИФИКА ГЕОХИМИИ ТАСТЫГСКОЙ ЖИЛЬНОЙ СЕРИИ СПОДУМЕНОВЫХ ПЕГМАТИТОВ ЮЖНОГО ПЕГМАТИТОВОГО ПОЯСА САНГИЛЕНА В ТЫВЕ

С.И. Коноваленко, С.Д. Гармаева

Томский государственный университет, г. Томск

e-mail: konov@ggf.tsu.ru

Предметом обсуждения и анализа настоящей статьи являются результаты исследования вещественного состава валовых протолок пегматитовых проб весом около 5 кг, отобранных по профилям на Тастыгском литиевом месторождении Сангиленского нагорья Тывы. Нагорье расположено в юго-восточной части Республики и является фрагментом крупного Тувино-Монгольского массива южного обрамления Сибирской платформы. Это коллизонная структура ранних каледонид, состоящая из нескольких тектонических пластин различного вещественного состава и возраста прорванных интрузиями орогенных и посторогенных гранитоидов [5]. Пегматитоносные граниты, как установлено в последние годы методами изотопного датирования, относятся к постколлизонным и связаны с ремобилизационными процессами фундамента [2]. Пегматиты нагорья четко группируются в два неравнозначных по своему масштабу пояса – Южный и Северный. Южный пояс, пегматиты которого рассматриваются в работе, имеет субширотную ориентировку и контролируется тектоническим швом аналогичного простираения. Протяженность данной металлогенической структуры, с учетом Монгольской части на ее восточном окончании, более 150 км. В пределах пояса известно не менее полутора десятков редкометалльных