

Тектонофизика, рудогенез и геомеханика

Считается, что породы на разрабатываемом месторождении когда-то многократно испытали чрезвычайно высокие напряжения или какие-то другие воздействия (которых в настоящее время нет), вызвавшие современное поле напряжений в горном массиве. Но это суждение, по мнению проф. М.А.Иофиса, ошибочно[1]. Ведь с уменьшением скорости деформации снижается и сопротивление твёрдого тела изменению его формы. Таким образом, сопротивление изменению формы (интенсивность напряжений) у горных пород не является характеристикой прочности, а зависит от деформационного процесса при очень медленных изменениях формы. Вследствие этого напряжения в земных недрах будут определяться кинематикой перемещения масс в поле силы тяжести. Несколько упрощая, можно утверждать, что напряжённое состояние в недрах Земли определяется гравитационным полем и кинематикой движения масс, так что структура поля напряжений есть следствие, а не причина движения.

Рассмотрим тектоническую составляющую тензора напряжений произвольного гидротермального месторождения (большинство месторождений руд цветных, редких и радиоактивных металлов), приуроченного к вулканической кальдере, и оценим его рудогенез.

Как «геологам приходится иметь дело не с напряжениями, а со следами вызванных ими деформаций» (по образному выражению Вольфсона Ф.И. [2]), так и геомеханикам, при оценке влияния пустот на сдвигения в горном массиве, приходится иметь дело лишь со следами этих сдвижений – деформациями и экзогенными трещинами. Расшифровка структуры месторождений требует постановки детальных и трудоёмких исследований на основе знаний структурной геологии, тектонофизики [3, 4] и геомеханики.

Как известно, региональные тектонические воздействия, вызывающие локальные высокие сжимающие напряжения, выводят каркасно-флюидную систему горных пород из термодинамического равновесия. В областях сжатия происходит их уплотнение, сокращение порового пространства, что приводит к росту плотности и температуры флюидной фазы. В результате в межзёрновом пространстве горных пород, насыщенных растворами, развивается высокое избыточное давление (величина его в замкнутых системах - функция температуры и плотности флюида), и возникает геобарический градиент. Число возможных в такой ситуации форм массопереноса ограничено: это фильтрация, бародиффузия и флюидация.

Для гидротермальных, редкометальных и полиметаллических рудных объектов известно, что по мере возрастания касательных напряжений плотность оруденения увеличивается, а по мере снижения сжимающих напряжений - происходит их рассеивание. Поэтому гидротермальное оруденение размещается обычно не в крупных зонах разломов, а в более мелких разрывных нару-

шениях II и III порядков, оперяющих крупные разрывы. И области максимального высвобождения сейсмической энергии также располагаются в структурах II порядка, а не в шовной зоне основного разлома. Т.е. в условиях преобладания напряжений сжатия в литосфере, под воздействием купола-диапира на надинтрузивную область - именно сколы и сдвиги являются доминирующим типом разрывных нарушений, в том числе рудоконтролирующих (см. рис. 1).

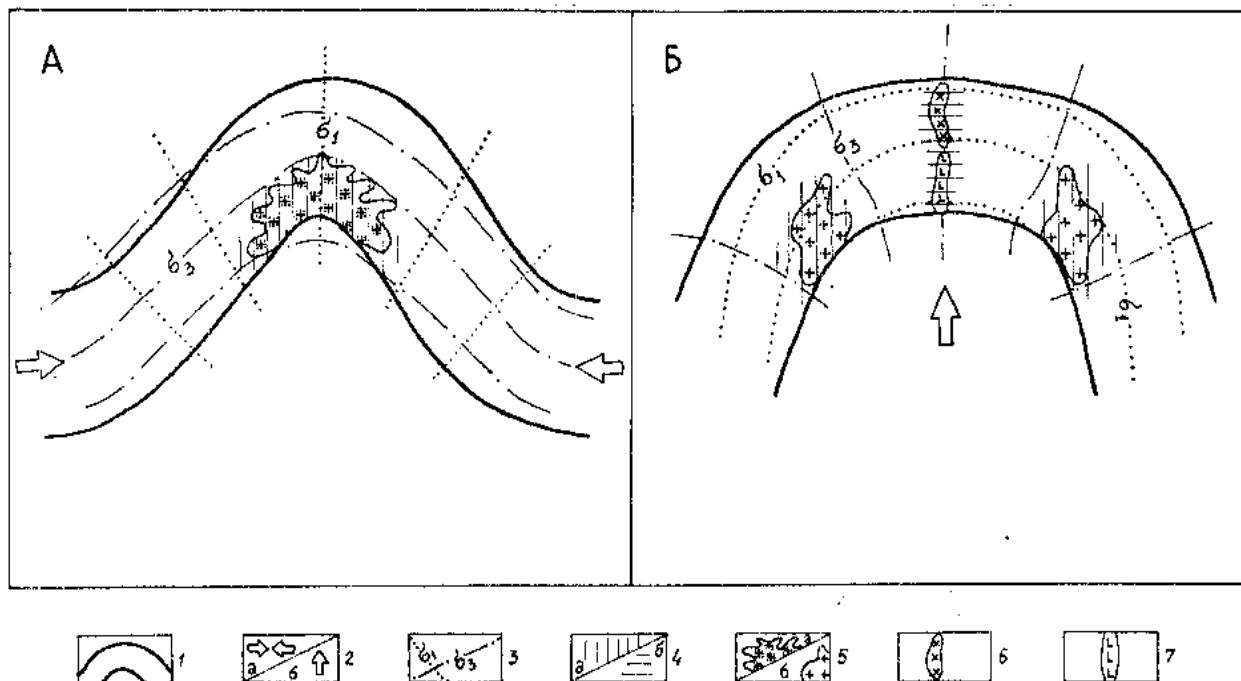


Рис. 1. Схема геодинамического и тектонофизического режима в деформируемых толщах главных типов гранитоидного магматизма (по С.В.Белову):

А - позднеорогенный (сининверсионный);

Б - магматизм посторогенной (эпиплатформенной) активизации

1 - деформируемая толща пород; 2 - направление главных усилий (а - при деформации продольного сжатия в орогенный период, б - при деформации поперечного изгиба и сводообразования в период активизации); 3 - траектории осей главных нормальных напряжений (σ_3 - минимальных, σ_1 - максимальных); 4 - области преобладающего сжатия (а) и растяжения (б); 5 - граниты нормальной щелочнометалльности (а - формации батолитовых плутонов, б - интрузивной формации); 6 - гранитоиды пониженной щелочнометалльности, 7 - гранитоиды повышенной щелочнометалльности

Практика изучения геологами рудных месторождений даёт многочисленные примеры того, что локальные палеонапряжения и деформации, возникавшие при формировании структуры, в значительной степени определяют участки локализации, морфологию, размеры рудных тел, а зачастую и содержание полезных компонентов. Например, главной особенностью штокверков является локализация рудоносных прожилков в таких зонах геосреды, где была максимальная концентрация напряжений сжатия - тектонической либо магматиче-

ской природы. А затем, в результате возникновения трещин скола в условиях одновременного действия сжатия со сдвигом, произошла инверсия напряженного состояния надинтрузивного массива и локальное длительное сжатие сменяется относительно непродолжительным растяжением.

В целом картина локализации оруденения на регрессивном этапе развития интрузив-надинтрузивной зоны представляется следующей: в зонах разрывных нарушений произошла разрядка избыточных напряжений, приведших к разнообразным тектоническим деформациям. В этих зонах резко повышается пустотность пород, что способствует проникновению магматических расплавов и дальнейшему их остыванию в виде интрузивных образований. Последующие тектонические деформации приводят к проникновению рудоносных флюидов и растворов по тем же каналам, что и магматические расплавы. Характерная «**пульсационная зональность**» распределения минеральных образований по рудным телам и по месторождению в целом геологами объясняется условиями возникновения трещин скола, разрыва (и затухания процесса трещинообразования) и остывания рудоносных растворов. Известны три основные гипотезы: 1) поступление флюидов в зону рудоотложения рудных поясов из различных магматических очагов; 2) поступление флюидов из мантии вдоль зон крупнейших рудоконтролирующих структур; 3) поступление флюидов в зону рудоотложения рудных поясов из различных глубинных уровней остывающего магматического очага.

Для сложноструктурных месторождений глубину формирования эндогенного (например, гидротермального) оруденения определяют геологи [2], осуществляя полную или частичную (по разрезу) **реставрацию геологических условий** в период формирования месторождения, при этом используется следующее:

1) метод реставрации среза (по С.С.Смирнову), основанный на детальном изучении стратиграфии рудовмещающих толщ и воссоздании мощности пачек пород, под которыми заканчивалось по восстанию оруденение;

2) учёт данных экспериментальных исследований и изучение минерального состава руд, процесса распада твёрдых растворов, определение давления при рудообразовании, по газовой-жидким включениям, содержащим жидкую углекислоту;

3) определение наличия или отсутствия колломорфных руд, исследование структур интрузивных или субвулканических пород, с которыми ассоциируется оруденение.

Без расшифровки истории развития и напряжённо-деформированного состояния рудоносной площади до оруденения, в процессе минерализации трудно оценить структуру рудного поля и месторождения, правильно осуществить прогноз. Так, структурно-петрофизическим анализом можно выявить палеотектонические поля напряжений и, используя тектонофизику и геомеханику, спрогнозировать оруденение.

Автором предлагается ещё один метод определения зон оруденения эндогенных месторождений [6, 7] – по оценке процесса формирования палеонапряжений растяжения-сжатия, вызванных движением потоков магмы из очага к поверхности. На новых месторождениях, используя предложенный метод и

компьютерную программу расчёта сдвижений горных пород [8], можно по данным геологической разведки и оценки размеров вулканических сооружений ориентировочно определить **радиус и местоположение магматического очага, а затем и вероятные кольцевые зоны оруденения**. На эксплуатируемых же месторождениях этот метод позволяет по уже известным геологам кольцевым зонам оруденения обратным расчётом получить действующие напряжения в горном массиве (ещё до натуральных исследований).

Выход из недр Земли на дневную поверхность огромных объёмов лавы, пепла и газов приводит к образованию обширных пустот под вулканами, что вызывает последующее обрушение прилегавших к нему участков земли, возникающая воронкообразная впадина с изрезанными краями и называется кальдерой. Х.Вильямс разделяет кальдеры по причинам их образования на четыре главные группы [5]: 1) в результате взрыва; 2) образующиеся вследствие обрушения; 3) смещённые вследствие взрыва и обрушения; 4) эрозионные.

Наиболее распространены кальдеры второй группы. Кальдера обрушения образуется следующим образом. Камера, где накапливается взрывная эмульсия, в отличие от эксплозивной (взрывной) кальдеры, находится глубже. Такие магматические очаги расположены на сравнительно небольшой глубине: под Везувием – 6 км, Килауэа – 4, Михара – 3...5 км; радиус такого магматического очага – до 3 км, а объём – около 100 км³.

Предположим, что формирование кальдеры происходит следующим образом. Магматический очаг представим в первом приближении как шар с избыточным внутренним давлением, которое разрывает горные породы, по швам на земную поверхность изливается магма, а толща пород проседает с образованием вулканической кальдеры.

Сильное поглощение упругих волн всегда отмечается под действующими и потухшими вулканами, что говорит от наличии здесь зон плавления литосферы, эти измерения постоянно проводят сотрудники института геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук и сотрудники института физики Земли (именно по этим замерам можно определить **глубину и радиус магматического очага r_0**). По сейсмическим данным камера (магматический очаг) обычно располагается на глубине от 5÷6 до 10÷11 км, занимая объём около 20 км². Так было определено, что большинство известных гидротермальных месторождений заканчиваются на глубинах, не превышающих 1÷1,5 км от современной земной поверхности и вертикальный размах гидротермального оруденения всех типов достигает 4÷5 км, но обычно не превышает 0,6÷0,8 км на одном месторождении (от верхней границы оруденения до нижней). Вулканолог Г.С.Горшков, по замерам в камчатских вулканах, ещё в 1958 году отметил затухание сейсмических волн от японских гипоцентров, расположенных на глубине 50÷60 км. С.Карей (университет штата Род Айленд, США) экспериментально установил, что магматическая камера вулкана Сент-Хеленс (северо-запад США) располагается на глубине 7 км, а температура в камере плавления равняется 940⁰С.

Как правило, когда все легкоплавкие минералы вблизи магматического очага оказываются выброшенными на поверхность, вулкан затихает на длительное время, пока при последующих землетрясениях не произойдёт переме-

щение горных пород с образованием кальдеры на поверхности и пока расположенные сверху породы не будут прижаты к ферромагнитному ядру (такая пульсация напоминает раздавливание, «схлопывание» эллипсоида разрыхления при выпуске на рудниках отбитой руды под обрушенными породами). Если же выше расположены тугоплавкие породы, то вулкан затухает навсегда, напоминая иногда о себе лишь магнитными аномалиями и землетрясениями, при переходе температуры ферромагнитного включения точки Кюри. Гипоцентры Памирских землетрясений находятся на глубине $5 \div 20$ км, Спитакского (1988) в Армении на глубине $9 \div 10$ км, Ташкенского (1966 – около 6 км, Ашхабадского (1948) $10 \div 12$ км, на разломе Сан-Андрас в Калифорнии – от 5 до 40 км.

Рассмотрим изменения графика относительных деформаций ϵ_x и ϵ_y с глубиной разработки месторождения над вулканическим очагом (см. рис. 2). Выделив на каждом графике горизонтальных деформаций растяжения-сжатия участки с запредельными деформациями (известными для каждого типа пород), можно определить вероятные зоны оруденения месторождения, приуроченные к разрывным швам - рудоподводящим каналам, по которым на поверхность выносятся гидротермальные потоки.

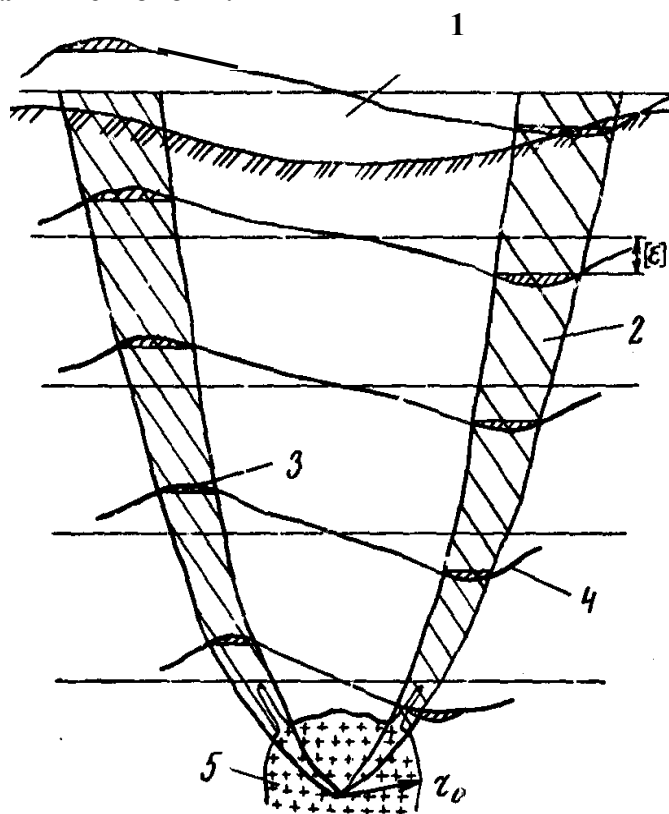


Рис. 2. Схема определения вероятных зон разрывных нарушений (и оруденения) в вулканической кальдере по зонам запредельных горизонтальных деформаций:
 1 - кальдера; 2 - вероятные зоны разрывов, рудоподводящие каналы;
 3 - участки запредельных горизонтальных деформаций;
 4 - график изменения горизонтальных деформаций;
 5 - магматический очаг

Знание объёмной фигуры поля напряжений при формировании сложно-структурного месторождения даёт возможность выявлять скрытое оруденение и более обоснованно осуществлять глубинный **прогноз**, ограничивая площади поискового бурения.

Литература

1. Иофис М.А., Шмелёв А.И. Инженерная геомеханика при подземных разработках. - М.: Недра, 1985.
2. Вольфсон Ф.И., Яковлев П.Д. Структуры рудных полей и месторождений. – М.: Недра, 1975. - 271 с.
3. Белов С.В. Напряжённно-деформируемое состояние геосреды, магматизм и рудогенез. - М.: изд. ВИМС, 2004. - 190 с.
4. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. - М.: изд. Наука, 1975. – 536 с.
5. Резанов И.А. Великие катастрофы в истории Земли. - М.: Наука, 1984. - с. 57-58.
6. Порцевский А.К. К вопросу прогнозирования палеонапряжений и рудоносности в вулканических кальдерах. – Журнал «Цветная металлургия», 1992, № 7-8. - С. 35-36.
7. Порцевский А.К. Выбор рациональной технологии добычи руды. Геомеханическая оценка состояния недр. Использование подземного пространства. Геоэкология. - М.: изд. МГГУ, 2003. - 767 с.
8. Порцевский А.К. Прикладная компьютерная программа «Сдвигения». Зарегистрирована в ВНТЦ, 2004. Рег. № 50200401123. Рекламно-техническое описание опубликовано в журнале ОФАП, 2005.