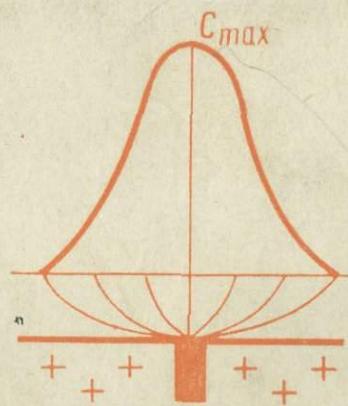


ВОПРОСЫ ПРИКЛАДНОЙ ГЕОХИМИИ и ПЕТРОФИЗИКИ



550.4+552.1

ВОПРОСЫ ПРИКЛАДНОЙ ГЕОХИМИИ И ПЕТРОФИЗИКИ

СБОРНИК СТАТЕЙ

1324

ИЗДАТЕЛЬСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ «ВИЩА ШКОЛА»
ИЗДАТЕЛЬСТВО ПРИ КИЕВСКОМ
ГОСУДАРСТВЕННОМ УНИВЕРСИТЕТЕ
КИЕВ — 1975



В сборнике рассмотрены проблемы теории и практики геохимических методов поисков полезных ископаемых; решаются геологические задачи методами прикладной геохимии, петрофизики и математики; количественно решены геологические вопросы с применением методов математического анализа и ЭВМ; изложены методические рекомендации в области прикладной геохимии. Большинство методических работ сборника оригинальны.

Сборник рассчитан на научных и практических работников, интересующихся вопросами прикладной геохимии и петрофизики, а также на преподавателей и студентов геологической и геофизической специальностей.

Редакционная коллегия: акад. АН УССР Я. Н. Белевцев, канд. геол.-мин. наук И. Ф. Вовк, канд. техн. наук Н. Н. Жуков, ст. инженер А. П. Заяц (отв. секретарь), канд. геол.-мин. наук Ю. Б. Кравченко, канд. геол.-мин. наук В. К. Куликовский, канд. геол.-мин. наук Т. С. Лебедев, докт. геол.-мин. наук Б. Ф. Мицкевич (зам. отв. редактора), канд. геол.-мин. наук И. М. Остафийчук, начальник Главгеологоразведки Министерства геологии УССР И. С. Пивовар, акад. АН УССР А. С. Поваренных, проф. А. В. Соботович, канд. геол.-мин. наук А. В. Суходара (зам. отв. редактора), проф. М. И. Толстой (отв. редактор).

Адрес редакции: 252627, Киев, ул. Васильковская, 90,
Киевский университет, комн. 115.

Редакция естественной литературы
Зав. редакцией Б. Н. Фляшников

В 20805—109
М 224(04)—75

© Киевский государственный университет, 1975

ВОПРОСЫ ПРИКЛАДНОЙ ГЕОХИМИИ И ПЕТРОФИЗИКИ
Сборник статей

Издательское объединение «Вища школа»
Издательство при Киевском государственном университете

Редактор Кострица Ю. Е.
Художественный редактор Лелеко В. Д.
Технический редактор Окопная Е. Д.
Корректоры Кайдалова А. Н., Янчицкая М. М.

Сдано в набор 20.III 1975 г. Подписано к печати 27.VI 1975 г. Формат бумаги 60×90^{1/16}.
Бумага типограф. № 3. Физ. печ.-л. 10. Усл. л. 10. Учетно-изд. л. 10,93. Тираж 1000.
Издат. № 470-к. БФ 08120. Цена 98 коп. Зак. 5-231.

Издательство издательского объединения «Вища школа» при Киевском государственном университете, 252001, Киев, Крещатик, 4.

Киевская книжная типография научной книги Республиканского производственного объединения «Полиграфкнига» Госкомиздата УССР, Киев, Репина, 4.

С. И. СУББОТИН, акад. АН УССР
Институт геофизики АН УССР,
М. И. ТОЛСТОЙ, проф., Г. Т. ПРОДАЙВОДА, ст. научн. сотр.
Киевский университет

СОСТОЯНИЕ И ПРОБЛЕМЫ РАЗВИТИЯ ПЕТРОФИЗИКИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Одной из основных проблем современного этапа развития геологической науки, согласно А. П. Виноградову, является «разработка физико-химической теории геологических процессов. А это значит — усиление исследований в области эксперимента... Без этого не будет никакой теории процессов, а следовательно, и науки».

Те или иные горные породы возникают в определенных условиях при соответствующих процессах. Их изменение сказывается не только на составе пород, но и на их физических свойствах.

Состав, свойства, структура и условия образования горных пород находятся во взаимодействии и единстве. Они характеризуются рядом качественных и количественных признаков. То или иное их сочетание лежит в основе различных классификаций горных пород. Физические свойства горных пород количественно выражают эти признаки и находят широкое применение при диагностике горных пород и минералов, в геофизических исследованиях, при тектонических построениях, в разведочном, горном деле и т. д.

Еще в конце прошлого и начале нашего столетия В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман, Р. А. Дэли, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, В. Л. Батурин, Г. Розенбуш, А. Н. Заварецкий и другие обращали внимание на необходимость всемерного развития исследований состава и физических свойств горных пород.

А. Е. Ферсман в статье «Новые пути обладания недрами» писал: «Вторая область, революционизирующая нашу геологическую мысль, связана с проблемой внедрения методов и идей геофизики. Эти методы все шире охватывают целый цикл вопросов, используя физические свойства различных соединений. Дальнейшие успехи широкого внедрения геофизических методов в области геологических наук и возможность точного их применения при поисках и разведке будут достигнуты только в случае углубленного изучения тех свойств вещества, на которых построена сама эта методика» [28].

Трудами советских и зарубежных геофизиков и геологов (Б. А. Андреева, Г. Р. Гамбурцева, И. И. Гуревича, В. Н. Дахнова, А. Н. Зaborовского, В. Н. Кобрановой, А. А. Логачева, Ю. В. Ризниченко, А. С. Семенова, С. И. Субботина, А. Г. Тархова, Б. М. Яновского, Ф. Берча и других) на стыке геофизики, физики твердого тела, петрографии и минералогии была создана новая отрасль геологической науки — петрофизика. Ее задача состоит в изучении физических свойств и состояний горных пород и минералов различного состава и условий образования; исследовании изменений свойств, их связей с составом пород и минералов при изменении термодинамических условий; классификации, пространственной характеристики пород по их физическим характеристикам.

Петрофизика является связующим звеном между геофизикой и другими геологическими науками о Земле. Становление и развитие этой науки способствует внедрению в геологию физических и математических методов, обеспечивает возможность количественного подхода к решению многих вопросов геологического исследования.

В настоящее время изучение физических свойств ведется в следующих основных направлениях:

massовые исследования ряда физических характеристик пород для их петрофизического картирования, обоснования геофизических исследований и интерпретации данных;

исследование физических свойств горных пород и минералов для решения ряда специальных вопросов петрографии и минералогии, изучения связи с составом пород, условиями их формирования;

определение абсолютного (радиогеология) и относительного (палеомагнетизм) возраста;

при поисках и разведке ряда полезных ископаемых — определение коллекторских, электрических, магнитных, емкостных, сорбционных свойств, пористости, проницаемости, радиоактивности и других;

изучение изменений физических свойств при различных термодинамических параметрах.

Степень изученности различных физических свойств горных пород не одинакова. Наиболее полно изучены плотность, магнитная восприимчивость, общая радиоактивность интрузивных пород; коллекторские свойства, плотность, общая радиоактивность, скорость продольных волн — осадочных. Весьма слабо изучены упругие, теплофизические, емкостные, некоторые магнитные характеристики. Мало сведений о связи состава, структурно-текстурных особенностей пород с их физическими свойствами. Совершенно недостаточно сведений о физических свойствах минералов.

Являясь одной из важнейших количественных характеристик горных пород и минералов, физические свойства несут важную

геологическую информацию. Ее всестороннее и полное использование и изучение способствует значительному углублению геологического исследования, объективности выводов.

В связи с этим представляется необходимым рассмотреть состояние изученности некоторых основных групп физических свойств и задачи их дальнейшего исследования.

Группа плотностных свойств. Она является наиболее изученной и используется как при интерпретации гравиметрических материалов (Б. А. Андреев, С. И. Субботин, Н. В. Подоба, Н. Б. Дортман, Н. А. Тузова, В. В. Жданов и др.), так и при решении ряда чисто геологических вопросов — определения глубины эрозионного среза, расчета изменения мощности осадков в процессе эпигенеза и диагенеза, корреляции терригенных отложений и пр. (А. Д. Архангельский, Н. Б. Васкоевич, А. Т. Донабедов, Н. Н. Самсонов, Дж. Уэлер и др.). П. П. Чирвинский, А. Н. Заварицкий, Р. О. Дэли, В. И. Лучицкий неоднократно обращали внимание на значение плотностных характеристик для петрографии. Было установлено, что плотностные свойства пород определяются количественным составом и кристаллохимическими особенностями слагающих породу минералов, структурно-текстурными особенностями породы. Причем последние в основном имеют значение для объемного веса, тогда как удельный вес пород зависит преимущественно от их минералогического состава. Если известен удельный вес слагающих плотную породу минералов, то удельный вес породы может

быть рассчитан по формуле $\delta = \sum_{i=1}^n \delta_i V_i$, где n — число слагающих породу минералов, δ_i и V_i — удельные веса и объемы, занимаемые минералами в единице объема породы. Однако подобные расчетные данные позволяют производить только приближенную оценку. Это связано с имеющимися отклонениями реальных удельных весов минералов от табличных.

Они обусловлены изменением состава минералов, структуры их кристаллических решеток (например, при переходе в метамиктное состояние, при изоморфных замещениях, в случае механических включений чуждых минералов и т. д.). В связи с этим расчетные данные удельного веса пород не могут заменить экспериментальных. В связи с этим перспективным следует считать экспериментальное изучение количественных связей между составом и удельным весом отдельных генетических групп пород. Полученные при этом эмпирические соотношения позволяют производить оценку состава пород по значениям удельного веса и наоборот.

В нормальном ряду изверженных пород (от гранитов до перidotитов) возрастание плотностей следует за увеличением содержания окислов железа, магния, марганца и соответствующим уменьшением количества кремнезема, а также за увеличе-

нием содержания (и основности) плагиоклаза и уменьшением микроклина и кварца. В связи с незначительной пористостью этих пород их объемный вес близок к удельному и зависит от состава пород. Для нормальных неизмененных пород приводится [5] даже равенство $\sigma = 0,00664(a+2c+4b+2s+200)^2 \text{ г/см}^3$ где a, b, c, s — числовые характеристики А. Н. Заварицкого.

Плотностные свойства являются чувствительным индикатором вторичных изменений пород [8, 10, 24]. При этом в зависимости от характера процесса, состава и предыстории пород может наблюдаться как увеличение, так и уменьшение плотности.

На величину объемного веса влияют также структурно-текtonическое положение пород, условия их образования, метаморфизм, что обуславливает региональные особенности петро-плотностной характеристики пород [8, 9, 15, 23, 25].

При увеличении давления характер изменения объемного веса зависит от пористости пород. Так, по экспериментальным данным, при изменении давления до 4000 кг/см^2 закрывается от 10 до 30% пор породы. При этом закрываются прежде всего щелевые поры и микротрешины, увеличивается площадь контактов между зернами минералов, объемный вес породы увеличивается.

В настоящее время важнейшими направлениями изучения плотностных свойств следует считать:

систематическое массовое изучение объемного веса различных пород и использование полученных данных для составления петро-плотностных карт, сопоставления и корреляции геологических образований, интерпретации гравиметрических данных;

высокоточные измерения удельного и объемного веса пород и минералов для косвенной оценки их состава и структурно-текстурных особенностей, изучения связи с другими характеристиками пород;

изучение плотностных свойств пород для решения поисковых задач;

нахождение и оконтуривание зон вторичных изменений пород, количественная оценка масштабов и интенсивности процессов метаморфизма;

исследование плотностных свойств и их взаимосвязи с другими характеристиками в условиях высоких давлений и температур для создания плотностных моделей земной коры и мантии и реконструкции изменения плотностных свойств пород в течение геологической истории.

Упругие свойства горных пород. Изученность упругих свойств горных пород до настоящего времени является недостаточной. Это прежде всего касается упругих параметров пород. Благодаря работам Ф. Берча, Д. Хьюза, М. П. Воларовича с сотрудниками, В. Н. Кобрановой и других можно считать установленным, что упругие свойства пород, в частности кристаллических, зависят от их минералогического состава и упругих свойств последних, от структурно-текстурных особенностей

пород, в первую очередь, их пористости, условий формирования и последующего изменения пород.

Различное сочетание этих факторов приводит к широким колебаниям упругих свойств даже внутри отдельных петрографических разностей пород с близким химическим составом.

Согласно [4] минералы в зависимости от их состава, строения и содержания характеризуются различными упругими параметрами. Слюды понижают упругие характеристики пород, темноцветные минералы и гранит повышают. С изменением основности плагиоклаза его упругие константы повышаются. Это же было показано и С. Балакришной [3]. По данным А. Я. Дьячковой, И. М. Кудрявцевой [12], скорость упругих колебаний повышается с увеличением содержания в породе металлических атомов (за исключением кремния, титана и кальция) и уменьшением содержания щелочных металлов, входящих в состав алюмосиликатов. Химический состав и объемный вес пород дают лишь общее представление об их упругих свойствах. Более точные данные можно получить с учетом структурно-текстурных особенностей пород. Это подтверждается хорошим совпадением результатов вычисления упругих параметров пород на основе учета упругих свойств слагающих их минералов с экспериментальными данными, при экстраполяции скоростей упругих волн с высоких давлений на нормальные, т. е. для пород с минимальной пористостью [1].

В той или иной степени на скорость упругих волн оказывают влияние довольно большое число различных факторов (состав, структура, возраст, генезис, анизотропия пород, их изменения вторичными процессами и прочие). Их совместное действие приводит нередко к тому, что одними и теми же упругими характеристиками могут обладать различные породы. Это значительно усложняет интерпретацию сейсмометрических данных и служит источником неверных геологических выводов. В связи с этим основными вопросами при изучении скоростей упругих волн горных пород является выяснение их взаимосвязи с составом пород и другими физическими параметрами при различных термодинамических условиях.

Исследования показали, что наиболее информативными в отношении состава пород оказались коэффициент Пуассона, отношение v_p/v_s .

Анизотропия упругих свойств является одной из наиболее информативных характеристик и может широко использоваться при выяснении генезиса горных пород и характера тектонических напряжений при расчленении и корреляции геологических разрезов.

В интрузивных и метаморфических породах направления максимальных скоростей совпадают с направлениями преимущественной ориентировки осей зерен породообразующих мине-

ралов. В вулканогенных же породах анизотропия скоростей обусловлена наличием линейно-ориентированных зон фенокристаллов и пористости.

При анализе геологических структур было обнаружено [13], что упругие свойства горных пород являются чувствительным индикатором деформационно-структурных изменений в процессе формирования геологических структур. Изменение анизотропии может рассматриваться в связи с этим как показатель структурных изменений породы.

По величине изменения отношения v_p/v_s можно судить об относительности проявлений остаточных сжимающих и растягивающих напряжений [21].

Назрела необходимость в более углубленном изучении связи упругой симметрии горных пород с симметрией среды, где происходит ее формирование. В соответствии с принципом Кюри [30] симметрия порождающей среды как бы накладывается на симметрию тела, образующегося в этой среде. Это позволило Б. Зандеру сформулировать один из важнейших принципов петротектоники: симметрия структуры и симметрия вызвавшего ее движения идентичны. Поэтому следует ввести понятие об упругой симметрии горных пород, которое давно стало привычным в минералогии.

Учитывая тесную связь упругих свойств с величиной структурной плотности минералов, можно говорить, что они являются индикатором структурного уплотнения и разуплотнения, связанными с пространственным распределением зон растяжения и сжатия. Растягивающие усилия приводят к уменьшению сил сцепления между зернами горной породы и снижают упругие свойства [14, 19].

В соответствии с вертикальной зональностью в распределении типов деформации горных пород можно предположить наличие соответствующей зональности в распределении упругих свойств горных пород, их симметрии.

В верхнем структурном ярусе, где преобладают хрупкие деформации, развитие микротрешиноватости должно понижать упругие свойства пород и повышать их вариабильность. С глубиной возрастает роль пластических деформаций, которые сопровождаются необратимыми изменениями в кристаллах, вплоть до полной перестройки кристаллических решеток; здесь упругие свойства пород должны повышаться, изменяется их анизотропия.

Скорость поперечных волн находится в определенной связи с вязкостью пород [18, 19]. Сдвиговая вязкость учитывается при расчетах перехода от градиентов скорости тектонических движений к напряжениям сдвига в земной коре и энергии тектонических процессов.

Нужно отметить, что упругие характеристики пород все еще слабо используются при оценках их реологических свойств.

Между тем представляется весьма перспективной оценка вязкостных свойств горных пород через скорости и поглощение упругих волн. Исследование поглощения, в частности, позволит сузить круг пород, которым свойственна данная скорость упругих колебаний, и тем самым уточнить геолого-петрографическую привязку сейсмических материалов. Эти вопросы имеют первостепенное значение при разработке проблем новой глобальной тектоники.

Важной областью исследований упругих свойств является их изучение при высоких давлениях и температуре. Эти исследования непосредственно связаны с развитием наших представлений о составе и свойствах глубинных зон Земли и используются при интерпретации данных ГСЗ.

Впервые изучение упругих свойств при высоких давлениях было выполнено Ф. Берчем и Д. Банкрофтом (1938 г.), а при высоких температурах — Д. Айдом (1937 г.). Особенно интенсивное развитие эти исследования получили после внедрения импульсных ультразвуковых методов, разработанных С. Я. Соколовым (1934 г.). В нашей стране первые работы по применению ультразвукового метода для изучения скоростей упругих волн при высоких давлениях были поставлены Ю. В. Ризниченко, О. М. Силаевой [22] и М. П. Воларовичем, Д. Б. Балашовым [6]. За рубежом аналогичные исследования проводились в США, Индии, Японии, ЧССР. Они показали, что с увеличением давления индивидуальные особенности пород, по крайней мере до давлений 10 кбар, сохраняются, причем разброс значений для каждого типа пород постепенно уменьшается вследствие закрытия пор и микротрещин. С дальнейшим ростом давления все большее значение приобретает сжимаемость породообразующих минералов, что экспериментально было подтверждено Д. Хьюзом [29]. При этом различие в скоростях различных пород постепенно нивелируется, и скорости различных пород нередко перекрываются. Это подтверждает мнение Г. Д. Афанасьева, подкрепленное экспериментальными данными [2], о вероятном отсутствии различий состава глубинных оболочек земной коры и, возможно, верхней мантии. С изменением давления меняются и упругие параметры горных пород. Так, модуль Юнга (E) возрастает с наибольшим градиентом до давлений 1000 атм, что связано с увеличением площади контакта зерен минералов. Меняется и коэффициент Пуассона: для многих пород он возрастает в интервале давлений от 2 до 7 тыс. атм. Также увеличивается и модуль всестороннего сжатия.

Меняются упругие свойства пород и при повышении температуры. С увеличением температуры значения модулей Юнга и сдвига снижаются, а коэффициент Пуассона увеличивается. Разнонаправленный характер изменения упругих параметров пород при повышении температуры и давления обуславливает весьма сложную картину изменения скоростей упругих колеба-

ний в реальных разрезах земной коры и мантии, требующих тщательного исследования и учета.

Среди важнейших задач изучения упругих свойств горных пород назовем следующие:

систематические исследования упругих свойств при различных термодинамических условиях в их взаимосвязи с геологопетрографическими факторами для получения наиболее вероятных значений упругих свойств для каждой петрографической разновидности пород, комплексов и структурных этажей регионов, их производных по температуре, давлению и критических градиентов;

разработка методики и исследование упругой симметрии горных пород с целью реконструкции тектонических обстановок, условий формирования горных пород и месторождений полезных ископаемых;

исследование механизма поглощения пород в зависимости от свойств пород, характеризующих их реологические свойства;

установление корреляционных связей между упругими и другими физическими свойствами, а также составом пород;

исследование порообразующих минералов для создания наиболее вероятных петрографических моделей земной коры и мантии, выяснения физико-химических условий формирования горных пород;

изучение эволюции упругих свойств в течение геологической истории;

привлечение упругих свойств пород к выяснению вопросов локализации оруденения и процессов рудообразования.

Емкостные свойства горных пород. Любая горная порода может рассматриваться как естественная пористая среда, причем поры в ней могут быть взаимосвязаны (открытая пористость) и изолированы (закрытая пористость).

Величина пористости и тип порового пространства горной породы зависят от процессов возникновения и преобразования породы. Установлено, что при переходе от типично интрузивных к гипабиссальным и субвулканическим образованиям эффективная пористость отчетливо увеличивается [20]. Отмечаются различия в величине пористости различных фациальных разновидностей пород [10, 20, 25], пород различных глубин формирования [11, 19, 25]. Вертикальная зональность текстурных признаков в молодых лавах наследуется и в пористости пород. Это же сохраняется и в палеотипных эфузивных образованиях. Заметно изменяется пористость при воздействии на породу наложенных метаморфизующих процессов. По этому признаку ряд исследователей (Ю. А. Розанов, Б. В. Залесский, А. В. Королева и другие) считают возможным производить косвенную оценку гидротермальных изменений и перспективности рудоносных участков.

В рудообразовании, как показал Л. Н. Овчинников [17],

большая роль принадлежит «фильтрационному эффекту», создаваемому микропористостью породы. В ряде работ [7, 26] указана на прямую связь между развитием первичных ореолов и эффективной пористостью.

Пористость является одним из показателей строения породы и по своему происхождению подразделяется на первичную, образованную при формировании породы, и вторичную, созданную при ее изменении. Кроме того, при различного рода деформациях пород могут образовываться различные трещины. Разграничение пор имеет существенное значение для оценки генезиса, воссоздания истории формирования породы. Однако ни одна из существующих методик не позволяет выяснить, какой частью своей пористости порода обязана первичным процессам, а какой — вторичным.

Тесно связанная со структурными особенностями пород, пористость оказывает наиболее существенное влияние на изменение большинства физических свойств, особенно таких «структурно-чувствительных», как объемный вес, скорость упругих колебаний, теплопроводность. Без учета пористости значения этих параметров при соответствующей характеристике пород весьма условны.

В соответствии с вышесказанным представляется важным проведение исследований в следующих направлениях:

систематическое изучение общей и эффективной пористости и проницаемости горных пород; выяснение характера распределения, морфологии и генезиса пор для создания генетической классификации пород по их пористости, картирования пород с различной пористостью;

далее изучение факторов, определяющих пористость пород и их изменение, в частности, ее использование для диагностики рудогенеза и поисков рудных месторождений;

исследование взаимосвязи первичной пористости с составом и условиями образования пород;

изучение связи пористости с другими физическими свойствами, характера изменения этих связей с изменением термодинамических условий;

далее совершенствование техники и методики исследований пористости и проницаемости.

Таким образом, из приведенного краткого обзора проблем и областей развития плотностных, упругих и емкостных свойств кристаллических пород со всей очевидностью следует, во-первых, исключительная важность изучения этих физических параметров для решения целого ряда геологических задач, интерпретации геологических и геофизических материалов, во-вторых, необходимость дальнейшего совершенствования петрофизических исследований и, в-третьих, возможность создания ряда новых направлений геологического исследования с привлечением результатов и методов петрофизики.

Общими основными направлениями развития рассматривающихся областей петрофизики является:

развитие массовых высокоточных петрофизических исследований горных пород для установления локальных и региональных комплексных петрофизических характеристик ведущих петротипов пород, пространственной петрофизической характеристики геологических образований, составления петрофизических карт, интерпретации геофизических данных;

изучение количественных связей указанных физических свойств с составом и структурно-текстурными особенностями пород;

изучение физических свойств минералов и их роли в петрофизической характеристике пород;

изучение петрофизических свойств пород и минералов при различных термодинамических условиях;

дальнейшее совершенствование методов и методик петрофизических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров К. С., Беликов Б. П., Рыжова Т. Н. Вычисление упругих параметров горных пород по минеральному составу.— «Изв. АН СССР. Серия геологическая», 1966, № 2.
2. Афанасьев Г. Д. Строение и состав земной коры в связи с проблемой геологической петрологии.— «Изв. АН СССР. Серия геологическая», 1970, № 11.
3. Балакришина С. Упругие свойства некоторых горных пород Индии.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1967, № 8.
4. Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М., «Наука», 1970.
5. Взаимосвязь состава и свойств горных пород. Вып. 1. Л., 1967.
6. Воларович М. П., Балашов Д. В. Исследование скоростей упругих волн в образцах горных пород при давлении до $5000 \text{ кг}/\text{см}^2$.— «Изв. АН СССР. Серия геофизическая», 1957, № 3.
7. Григорян С. В., Зубов М. А., Розанов Ю. А. О влиянии физико-механических свойств горных пород на формирование первичных геохимических ореолов.— В кн.: Роль физико-механических свойств в локализации эндогенных месторождений. М., «Наука», 1973.
8. Дортман Н. Б. и др. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. М., «Недра», 1964.
9. Дортман Н. Б. Петрофизическая характеристика древних щитов, складчатых областей и зон тектонической активизации.— В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики. М., «Наука», 1968.
10. Дубинчик З. Я., Магида М. Ш. Физические свойства пород кристаллического фундамента Ленинградской области и закономерности их изменения в связи с выветриванием и гранитизацией.— «Тр. ВСЕГЕИ, новая серия». 1964, 105.
11. Дубинчик З. Я. и др. Петрофизическая характеристика гранитоидов разновозрастных складчатых областей.— В сб.: Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, 1969.
12. Дьячкова А. Я., Кудрявцева М. И. Скорости упругих волн в некоторых кристаллических породах Украинского щита по данным лабораторных исследований.— «Геофизический сборник Института геофизики АН УССР», 1964, вып. 9 (11).

13. Звягинцев Л. И., Короткова О. Н. Исследование упругих свойств горных пород с целью анализа геологических структур.— В кн.: Роль физико-механических свойств в локализации эндогенных месторождений. М., «Наука», 1973.
14. Кириллова И. В. Некоторые преобразования горных пород при рас-tяжении и возможные геофизические следствия.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1968, № 2.
15. Лебедев Т. С., Оровецкий Ю. П. Физические свойства и вещественный состав изверженных пород Горного Крыма. К., «Наукова думка», 1969.
16. Лебедев Т. С., Корниец Д. В., Шаповал В. И. Упругие свойства горных пород при высоких давлениях. К., «Наукова думка», 1972.
17. Овчинников Л. Н., Щур А. С. Исследование пористости минералов и горных пород.— В сб.: Труды V совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. М., 1958.
18. Осокина Д. Н. О корреляции между затуханием упругих колебаний и сдвиговой вязкостью у твердых тел и жидкостей.— В сб.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. «Наука», 1971.
19. Продайвода Г. Т. Влияние петрографических факторов на физические свойства вулканогенных пород.— «Геофизический сборник АН УССР», 1972, вып. 46.
20. Пэк А. А. О пористости интрузивных горных пород.— В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., «Наука», 1968.
21. Ржевский В. В., Рогожников В. И., Ямщикова В. С. Влияние растягивающих напряжений на скорость распространения продольных и поперечных волн в горных породах.— «ДАН СССР», 1969, 184, № 2.
22. Ризищенко Ю. В., Силаева О. Н. Определение зависимости скоростей распространения упругих волн в образцах горных пород от одностороннего давления.— «Изв. АН СССР. Серия геофизическая», 1955, № 3.
23. Тихомиров В. М. Плотность горных пород и геологическое картирование в условиях Сахалина. М., «Наука», 1970.
24. Толстой М. И., Молявко В. Г. Петрофизические особенности гранитоидных интрузий.— «Геофизический сборник», 1969, № 30.
25. Толстой М. И. Петрофизические особенности гранитоидов различных условий формирования.— В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. К., «Наукова думка», 1971.
26. Толстой М. И. Особенности изменения физических свойств в эндогенном ореоле, их генетическое и поисковое значение.— В сб.: Геофизические методы исследований на Украине. К., «Наукова думка», 1972.
27. Толстой М. И., Продайвода Г. Т., Молявко В. Г. Физические свойства базальтов Армении.— «Геофизический сборник АН УССР», 1974, вып. 61.
28. Ферсман А. Е. Геохимия. т. II. ОНТИ, 1937.
29. Хьюз Д., Моретт К. Скорости упругих волн в гранитах при изменениях давления и температуры.— В кн.: Ультразвук в геофизике. М., «Мир», 1964.
30. Шафрановский И. И. Симметрия в природе. М., «Недра», 1968.

S. I. Subbotin, M. I. Tolstoy, G. T. Prodavoda

THE STATE AND PROBLEMS OF DEVELOPMENT
OF CRYSTALLINE ROCKS PETROPHYSICS
BY GEOLOGICAL INVESTIGATIONS

Summary

In is the purpose of this paper to attempt to summarize a current view of the petrophysics of crystalline rocks and to show the further development of some aspects of such investigations.

А. И. ГИНЗБУРГ, докт. геол.-мин. наук,
И. Н. ТИМОФЕЕВ, Л. Г. ФЕЛЬДМАН, кандидаты геол.-мин. наук
Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья

ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ РАЗМЕЩЕНИЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ НА ТЕРРИТОРИИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Редкометальные пегматиты встречаются как в типичных складчатых областях, так и в пределах древних платформ и щитов. Наряду с общими особенностями, которые весьма характерны для всех редкометальных пегматитов и неоднократно подчеркивались в литературе (формирование в условиях определенного диапазона глубин, группировка в протяженные поля, единая геохимическая эволюция, зональное строение и др.), пегматиты, возникающие на территории древних платформ, имеют свои специфические особенности. Их необходимо учитывать при проведении поисковых работ.

Прежде всего следует подчеркнуть, что в отличие от других редкометальных месторождений, постоянно возникающих на платформах и четко связанных с тектономагматической активизацией (карбонатитов, приразломных полевошпатовых метасоматитов), пегматиты приурочены, как правило, к породам нижнего структурного этажа и в возрастном отношении близки к этим образованиям. Наиболее характерными чертами редкометальных пегматитов, залегающих в пределах древних стабильных областей земной коры, являются следующие.

1). Расположение их в виде гигантских пегматитовых поясов с протяженностью по краям платформ и огибающих их по периферии. Такие пояса, приуроченные к стыкам платформ и складчатых областей, прослеживаются на сотни и иногда тысячи километров: они локализуются чаще всего в пределах узких грабенообразных структур типа «геосинклинальных трогов», рассматриваемых некоторыми исследователями как своего рода палеорифты. В отдельных случаях подобные пояса располагаются не по периферии платформ, а внутри их, при детальном картировании почти всегда удается выявить, что они приурочены к краям древних срединных массивов архейского или нижне-протерозойского возраста, обрамленных зонами нижне-, средне- или верхнепротерозойской складчатости.

2). Указанные пегматитовые пояса носят дискретный характер, распадаясь на отдельные поля, протяженностью в несколько километров (до 10—15 км). Они представлены прерывистыми или кулисообразно расположенным цепочками рудных узлов — сближенных серий пегматитовых тел. Отдельные поля располагаются друг от друга на расстоянии в десятки, а в ряде случаев и сотни километров. Дискретный характер полей обусловлен соответствующим размещением в пределах продуктивных поясов различного рода участков, в геолого-структурном отношении

благоприятных для развития гранитных интрузивов и связанных с ними пегматитов, блоковой тектоникой, разбивающей узкие грабенообразные структуры, вмещающие пегматитовые пояса, на отдельные приподнятые или опущенные участки, а также появлением массивов основных пород (габбро-анортозитов, амфиболитов), особенно благоприятных для локализации в их пределах редкометальных пегматитов.

3). Пегматитовые поля «шовных» структур отличаются от полей типичных складчатых зон своей морфологией. Как правило, они вытянуты в виде узких полос, в которых соотношение длины поля к его ширине составляет от 1 : 10 до 1 : 15 (в складчатых областях это соотношение чаще всего 1 : 4—1 : 6). Пегматитовые поля слагаются обычно плитообразными телами, часто разветвляющимися на ряд сближенных параллельных ветвей, которые по падению имеют тенденцию к соединению друг с другом. Тела большей частью вытянуты согласно простиранию поля, в отдельных случаях появляются поперечные жилы лестничного типа. При выполнении одновременно двух систем трещин (параллельных простиранию поля и поперечных) возникают плитообразные тела с коленообразными перегибами. Округлые, овальные, линзообразные и трубчатые тела, столь типичные для пегматитовых полей складчатых зон, здесь обычно отсутствуют.

4). Редкометальные пегматитовые пояса возникают на протяжении всех тектоно-магматических циклов докембрия. Известны отдельные крупные поля, имеющие возраст 2600—2700 млн. лет (например, на Кольском полуострове). Пегматиты аналогичного состава возникают в среднем протерозое—1700—1800 млн. лет (например, поля, обрамляющие Сибирскую платформу) и верхнем протерозое — 1100—1200 млн. лет. Наконец, отдельные поля имеют возраст порядка 550—600 млн. лет.

5). Характернейшей чертой пегматитовых полей платформ является приуроченность их к тектонически ослабленным движимым зонам. Редкометальные пегматитовые поля, как и пегматитоносные гранитные интрузивы, в некоторых случаях пересекают дизъюнктивные нарушения, не обнаруживая при этом смещений, хотя такие смещения по этим же самым разломам четко фиксируются для литолого-стратиграфических и структурных элементов метаморфической толщи. Этим определяется время появления редкометальных пегматитов в геологической истории того или иного региона — они возникают всегда после завершения складчатости и проявления дизъюнктивных дислокаций. Наблюдаемые весьма часто разрывы и смещения пегматитовых тел обычно являются следствием омоложения ранее существовавших нарушений. Эти поздние движения по своим амплитудам не сравнимы с допегматитовыми смещениями.

6). Редкометальные пегматиты возникают на заключительных этапах становления магматических комплексов. Более поздними по отношению к ним являются только малые трещинные

интрузивы и дайки преимущественно основного состава. Четкая непосредственная генетическая и пространственная связь редкометальных пегматитов с конкретными массивами гранитоидов обычно отсутствует или сильно замаскирована. Магматические комплексы, которые постоянно наблюдаются в районах развития редкометальных пегматитов, обычно дифференцированы и слагаются двумя интрузивными фазами, из которых первая представлена более основными гранитоидами (гранодиоритами, аадамеллитами), несущими все черты широкого развития гибридизма и контаминации вмещающих метаморфических толщ, а вторая — биотитовыми, двуслюдянymi и реже — мусковитовыми гранитами. Геохимические исследования показывают, что во второй интрузивной фазе (по отношению к первой) накапливаются те элементы, которые в дальнейшем концентрируются в редкометальных пегматитах (обычно Cs, Rb, Ta, Be, Li), так что доказательством связи пегматитов с определенными гранитами выступают геохимические особенности концентрации редких элементов в последних фазах гранитных комплексов, т. е. коэффициенты их накопления.

7). Вмещающими породами для полей редкометальных пегматитов платформенных областей являются метаморфические толщи, обычно представленные терригенными отложениями флишондной, «аспидной» формации, превращенные в разнообразные слюдистые сланцы, и метаморфизованные эфузивы спилит-диабазовой формации и их туфы, преобразованные в амфиболиты. Среди последних выделяются сланцевые разности, слагающие обычно мощные пачки, и массивные, образующие пластообразные, реже линзовидные тела, ассоциирующие нередко с пачками сланцевых амфиболитов или непосредственно в них залегающие.

8). Метаморфизм вмещающих пород имеет сложную регионально-контактовую природу. Развитая в таких районах метаморфическая зональность в целом отвечает фациальным сериям метаморфизма андалузитового (андалузит-силлиманитового) типа, т. е. низкого давления и высокого температурного градиента.

9). В пределах пегматитовых поясов наряду с практически безрудными сериями пегматитовых тел находятся и редкометальные тела, при этом безрудные и редкометальные пегматиты занимают несколько обособленное положение, слагая как бы самостоятельные ветви пегматитового пояса. Но на отдельных участках эти ветви могут настолько тесно сближаться (вплоть до полного их слияния), что возникает картина как бы единого поля с участками безрудных и редкометальных пегматитов. В размещении безрудных пегматитов наблюдается определенная горизонтальная зональность, выражаящаяся в закономерных изменениях в плане валового минерального состава пегматитов и характера акцессорной минерализации. Эта зональность мо-

жет наблюдаться как по простиранию поля, так и вкrest простирания (при пологом залегании тел), т. е. от лежачего бока пегматитового поля — к висячему. Безрудные пегматиты в таких полях представлены телами крупнозернистой, гранитной или блоковой структуры олигоклаз-микроклиннового состава; в периферических и в гипсометрически приподнятых участках полей развиты процессы альбитизации. С последней связано спорадическое, обычно не промышленное бериллиевое, оловянное и тантало-ниобиевое оруденение. Литиевая минерализация, как правило, отсутствует. Безрудные пегматиты обычно тяготеют к пологим контактам гранитных интрузивов, к прогибам их кровли, что вызывает местные усложнения линейной в целом конфигурации поля вблизи выходов гранитного массива. Характерно также широкое развитие таких пегматитов в пределах гнейсовых куполов, при этом распределение их подчиняется внутренней структуре куполов. За пределами гнейсовых куполов и вдали от гранитных интрузивов подобные поля в целом безрудных пегматитов представлены линейно-ориентированными согласными или кососекущими сериями сближенных тел. Редкометальные пегматиты, представленные чаще всего альбитизированными микроклин-сподуменовыми телами с танталовой, оловянной, бериллиевой и иногда цезиевой минерализацией, обычно не обнаруживают пространственной связи с гранитными массивами или гнейсовыми куполами.

10). С пегматитовыми полями, располагающимися на территории платформ, как правило, не ассоциируются гидротермальные образования кварцево-жильной и грейзеновой формации (кварц-кассiterитовые и кварц-вольфрамитовые месторождения), а также мелкие массивы редкометальных литий-фтористых гранитов. В то же время в пределах тектонических зон, вдоль которых простираются пегматитовые поля, постоянно развивается окварцевание, с которым связано золотое оруденение.

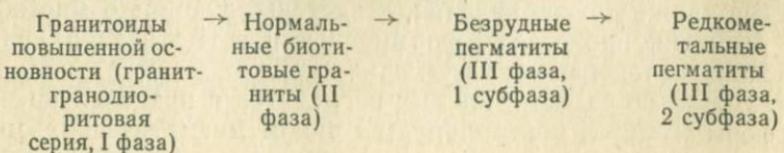
11). Для пегматитов «шовных» структур, располагающихся в пределах зон разломов, характерно, как правило, отсутствие четко выраженной зональности во внутреннем строении тел, неоднородное участковое строение, широкое развитие мелкозернистых сахаровидных агрегатов различного состава, единная ориентировка в расположении пластинчатых, вытянутых минералов (сподумена, альбита, турмалина и др.), появление полосчатых, такситовых структур и порфиробластовых структур, явления брекчирования одних минеральных агрегатов и замещение их другими, появление многочисленных прожилков, сложенных различными минеральными ассоциациями и пересекающих друг друга, а также другие явления, свидетельствующие о многофазном развитии процесса и формировании пегматитов в крайне неспокойных тектонических условиях [2].

Размещение редкометальных пегматитов в пределах древних платформ и щитов контролируется рядом магматических, мета-

морфических, литологических и геолого-структурных факторов.

Магматический фактор контроля проявляется в том влиянии, которое оказывает морфология интрузива на конфигурацию пегматитового поля. Он сказывается в тесной приуроченности пегматитовых тел к пологим контактам висячего бока трещинных массивов и к пологим прогибам кровли, в зональном расположении пегматитов различных типов относительно гранитных plutонов (как в плане, так и в вертикальном разрезе), в наличии единой геохимической специализации гранитов и пегматитов, а также в постепенном накоплении от ранних интрузивных фаз к пегматитам одних и тех же редких элементов и летучих. Пегматитоносные интрузивы обычно слагаются среднезернистыми биотитовыми гранитами, которые часто отличаются признаками обогащенности гранитного расплава летучими (широкое развитие мусковитизации, появление в краевых частях крупнозернистых пегматоидных фаций, значительное контактное воздействие на породы кровли, включая развитие явлений гранитизации и мигматизации). Магматический фактор контроля наиболее четко проявлен по отношению к безрудным пегматитовым полям. Практически каждое такое поле тесно пространственно связано с определенным гранитным массивом. Такие интрузивы вместе с сопровождающими их пегматитовыми полями располагаются в виде цепочек по простирианию тех структур, которые определяют залегание пояса в целом. Таким образом, пегматитовые пояса состоят из отдельных полей, каждое из которых характеризуется самостоятельной горизонтальной зональностью.

По отношению к редкометальным пегматитовым полям магматический фактор контроля во многих регионах четко не проявляется. Эти поля обычно линейной формы в отдельных случаях тяготеют к экзоконтактовым зонам гранитных plutонов, независимо от их состава и относительного возраста, что может быть объяснено чисто структурными факторами — расположением пегматитов вдоль наиболее ослабленных контактных зон. При этом гранитные массивы играют роль жестких упоров, способствующих возникновению пегматитовмещающих трещин. Связь редкометальных пегматитов с гранитами следует рассматривать, по-видимому, в этих случаях как парагенетическую. Они формируются после массивов наиболее поздних интрузивных фаз и являются конечными дифференциатами, завершающими становление гранитных комплексов. Общую схему развития последних можно представить в следующем виде:



Метаморфический фактор контроля заключается в закономерной пространственной приуроченности пегматитов различных типов к породам, метаморфизованным в условиях определенных фаций и субфаций регионального метаморфизма. Согласно данным А. И. Гинзбурга и Г. Г. Родионова [4], редкометальные пегматиты формируются в условиях самой низкотемпературной субфации амфиболитовой фации метаморфизма. Это положение может быть детализировано с позиций современного состояния учения о метаморфических фациальных сериях [1, 2, 7] и др.

Редкометальные пегматитовые поля располагаются обычно среди метаморфических пород кордиерит-амфиболитовой фации метаморфизма (по терминологии Г. Винклера [1]) в андалузит-силлimanитовых фациальных сериях, т. е. в обстановке малых глубин, интенсивного и локализованного теплового поля. В подобных условиях зоны различных фаций и субфаций метаморфизма сменяют друг друга на относительно коротких интервалах разреза. Их границы в целом параллельны основному простиранию пегматитовых полей, так что смена метаморфических зон происходит обычно в направлении, поперечном к простиранию пегматитового поля.

В рамках метаморфической зональности пегматитоносные гранитоидные плутонии располагаются, как правило, в условиях наиболее высокотемпературной силлиманит-кордиерит-ортоклаз-альмандиновой субфации кордиерит-амфиболитовой фации — в ядрах гнейсовых куполов или в зонах кристаллических сланцев и мигматитов. В этой обстановке контактовый метаморфизм со стороны гранитоидов не производит существенных преобразований в минеральном составе пород. В зонах контактового воздействия интрузивов наблюдается только собирательная перекристаллизация пород с возникновением новых генераций тех же метаморфических минералов — биотита, андалузита, кордиерита, ставролита и других. Иногда появляется фибролит, а на регressiveной стадии метаморфизма развиваются порфиробласти мусковита. Таким образом, РТ-условия предопределяют изофациальность регионального и контактowego метаморфизма, выражающуюся в известном тождестве их минеральных ассоциаций и практическом слиянии зон регионального и ореолов контактового метаморфизма на территории пегматитовых полей. В тех редких случаях, когда гранитные массивы, с которыми связываются пегматиты, на каком-то участке прорывают породы, метаморфизованные ранее в условиях зеленосланцевой фации, контактово-метаморфические воздействия проявляются весьма резко.

Собственно метаморфический контроль распределения пегматитов в пределах редкометальных провинций выражается в следующем.

а). Пегматитовые поля располагаются в зоне метаморфизма,

соответствующей кордиерит-амфиболовой фации, и не выходят в зону зеленосланцевой фации.

б). Безрудные пегматитовые поля преимущественно развиты в пределах зоны метаморфизма, отвечающей силлиманит-кордиерит-ортоклаз-альмандиновой субфации.

в). Редкометальные пегматитовые поля приурочены к зоне метаморфизма, принадлежащей к андалузит-кордиерит-мусковитой субфации, при этом альбит-микроклиновые пегматиты со спорадической редкометальной минерализацией и альбит-микроклин-сподуменовые пегматиты получают широкое развитие при более высоких давлениях, фиксируемых появлением ставролита в андалузит-слюдистых сланцах. Существенно альбитовые, микроклин-альбитовые, сподумен-альбитовые или петалит-альбитовые пегматиты, часто с лепидолитом или рубидиевым мусковитом, иногда топазом, приурочиваются к верхам этой зоны метаморфизма, непосредственно граничащим с породами зеленосланцевой фации.

Таким образом, метаморфический фактор контроля распределения пегматитов представляет собой интегральное выражение температуры и давления летучих, при которых формировались пегматиты, т. е. непосредственно отражает условия глубинности их формирования, устанавливая определенное соответствие между этими условиями и фациальными условиями метаморфизма вмещающих пород. Тем самым метаморфический фактор определяет парагенетический тип пегматитов, или, другими словами, минеральную фацию пегматитов, устойчивую в конкретной термодинамической обстановке, присущей той или иной фации, субфации или зоне метаморфизма. Тот же фактор в значительной мере определяет, очевидно, и характер рудоносности пегматитов: этим обусловлена особо важная роль метаморфического фактора в системе других контролирующих факторов.

Литологический фактор контроля выражается в том, что в участках пегматитового поля, залегающего в различных по составу, но близких по степени метаморфизма толщах, наиболее крупные пегматитовые тела, несущие промышленное редкометальное оруденение, залегают чаще всего в основных породах — амфиболитах, массивах габбро-анортозитов, метагаббро и других подобных образованиях. Это обстоятельство давно уже используется геологами Фенноскандии при поисках пегматитовых тел, хотя природа такой закономерности до конца не выяснена.

По-видимому, существуют несколько причин, определяющих подобную приуроченность наиболее важных в практическом отношении редкометальных пегматитов к основным породам, из которых следует указать на физико-механические свойства основных пород, геохимические и кристаллохимические их особенности.

1. Физико-механические свойства пород. По своим механическим свойствам основные породы, в том числе и амфиболиты, способны выдерживать значительные тектонические нагрузки, не претерпевая при этом пластических деформаций. В целом они являются значительно более жесткими, компетентными, чем окружающие их слюдистые сланцы и гнейсы. При соответствующем плане деформаций именно в них в первую очередь и в больших масштабах, чем в других породах, возникают трещины, выполняемые пегматитовым материалом. Сланцеватые амфиболиты в силу анизотропии своих свойств в ряде случаев обнаруживают способность к расслаиванию и формированию согласных линзовидных и четко видных пегматитовых полостей или плитообразных тел с раздувами и пережимами. В массивных габбро и амфиболитах более характерны выдержаные мощные дайкообразные согласные или поперечные пегматитовые тела, нередко системы лестничных жил. Вследствие указанных различий физико-механических свойств гнейсов и массивных основных пород наблюдается преимущественная локализация наиболее значительных по своим размерам пегматитовых тел среди последних. В тех же случаях, когда пегматиты пересекают перемежающуюся толщу слюдистых сланцев (или гнейсов) и амфиболитов, они становятся наиболее мощными в участках нахождения их в амфиболитах. Эта закономерность имеет важное значение при проведении поисковых работ, особенно в закрытых районах, поскольку с применением магнитометрии можно оконтурить все тела основных пород и выделить перспективные участки для их разбуривания.

Необходимо отметить, что габбро и амфиболиты, особенно их массивные разности, характеризуются значительно меньшей проницаемостью по отношению к просачивающимся растворам (особенно по сравнению со слюдистыми сланцами), вследствие чего вокруг пегматитов возникают относительно небольшие экзоконтактовые ореолы изменения (порядка нескольких метров), причем главным образом локализованные по трещинам.

2. Геохимические особенности. Вследствие того, что основная масса редкометального оруденения связана с развитием в пегматитах процессов метасоматоза (кварц-мусковитовое замещение, альбитизация), которые протекают с высвобождением из микроклина калия, то эти реакции замещения будут проходить интенсивно только при условии выноса из сферы их действия калия. Последнее может осуществляться, как это наглядно показал В. Д. Никитин [8], при залегании пегматитов во вмещающих породах, не содержащих калия. Естественно, что амфиболиты с этой точки зрения являются более благоприятными вмещающими породами, чем гнейсы или слюдистые сланцы, насыщенные калием. Выносимый из пегматитов при развитии в них процессов замещения калий вызывает в зонах экзоконтакта интенсивную биотитизацию основных пород.

Необходимо учитывать, что редкие элементы переносятся в остаточных растворах в форме комплексных соединений прежде всего со фтором, гидроксилом или карбонатным ионом, устойчивых в определенном пределе pH. Контрастный по сравнению с пегматитами химический состав основных пород способствует резкому изменению pH растворов вблизи контактных зон пегматитовых тел, что активизирует распад комплексных соединений редких элементов и препятствует их уходу из пегматитов с летучими.

Как показали экспериментальные исследования Г. И. Соболевой, фтор легко образует с магнием устойчивые комплексы типа K(MgF₃), и значительные концентрации магния во вмещающих породах также будут способствовать разрушению фторидных комплексов редких элементов (в частности tantalа) и образованию магнезиальных комплексов. Поэтому в тех случаях, когда пегматитовое тело пересекает различные по составу вмещающие породы, оруденение концентрируется главным образом в участках залегания его в амфиболитах.

3. *Кристаллохимические особенности минералов вмещающих пород* также играют известную роль в концентрации редких элементов в пегматитах. Так, основной породообразующий минерал амфиболитов (роговая обманка) характеризуется существенно меньшей изоморфной емкостью по отношению к редким элементам, чем биотит слюдистых сланцев. Это приводит к меньшему рассеянию редких элементов в случае залегания пегматитов в амфиболитах по сравнению со слюдистыми породами. Благодаря повышенной изоморфной емкости биотита вокруг пегматитов, залегающих в слюдистых породах, возникают обширные ореолы (протяженностью в десятки и сотни метров) с незначительным превышением содержаний элементов, выносимых из пегматитов, над фоновыми: слюдистые сланцы и гнейсы способны поглощать без заметных изменений их минерального состава значительные количества этих элементов (в первую очередь лития, рубия, цезия). Общий объем рассеянных в сланцах компонентов, вынесенных из пегматитов при их альбитизации и грязенизации, может быть достаточно велик. В тех же условиях рассеяние щелочей в амфиболитах невозможно без коренного преобразования их состава (развития в них биотита или гольмквистита, по-видимому, в зависимости от глубинности формирования пегматитов). Вокруг пегматитов, залегающих в амфиболитах, возникают узкие реакционные зоны, в пределах которых содержание редких щелочей резко повышается, но общий объем выносимых компонентов значительно меньше, чем в сланцах. Таким образом, повышенные содержания редких элементов в пегматитах при залегании их в амфиболитах в какой-то степени могут быть связаны с ограниченными возможностями их рассеяния в этих породах.

Геолого-структурные факторы контроля опре-

деляют приуроченность редкометальных пегматитов к благоприятным структурам — пликативным и дизъюнктивным дислокациям, в совокупности со способствующими локализации наиболее практически важными рудными телами в определенных «структурных ловушках». Необходимо учитывать, что «пегматитовые поля», опоясывающие древние платформы, формировались, как правило, на фоне уже сложившейся складчатой и мозаичной блоковой структуры региона по завершении становления plutонов гранитоидов пегматитоносного интрузивного комплекса. Для понимания закономерностей размещения пегматитовых полей и в их пределах редкометальных пегматитовых тел необходимо выяснить следующие положения: а) соотношение простирации пегматитов с ориентировкой элементов складчатой структуры, наличие флексуроподобных или дугообразных изгибов в простирации вмещающих пород; б) тип и ориентировка разрывных нарушений, способных играть как контролирующую роль, так и роль «барьерных» структур, ограничивающих распространение пегматитов в плане или в вертикальном разрезе; в) существование допегматитовых смещений элементов метаморфической толщи по этим нарушениям; г) наличие мелких линейных трещинных гранитных интрузивов и дайковых серий, маркирующих наиболее молодые ослабленные зоны и зоны повышенной проницаемости; д) положение и особенности морфологии крупных гранитоидных plutонов, способных играть роль жестких «упоров», влияющих на распределение тектонических напряжений и образование жильных полостей. Как видно, геолого-структурные факторы охватывают широкий круг вопросов и вместе с другими действующими факторами контроля (в первую очередь, с литологическими) определяют возникновение своего рода «структурных ловушек» разного масштаба. Последние обусловливают конкретные геологические особенности локализации пегматитовых полей, «кустовое» расположение пегматитов, их размеры, ориентировку, характер залегания и т. п. В качестве «структурных ловушек» могут выступать флексуроподобные перегибы в простирации и падении вмещающих толщ, а также изменение ориентировка контактов гранитных plutонов, наличие поперечных дайковых поясов, играющих роль «барьеров», ограничивающих распространение пегматитов, дугообразные изгибы дизъюнктивных нарушений, массивы амфиболитов и многие другие.

Рассмотренные факторы (магматические, метаморфические, литологические и геолого-структурные) в совокупности определяют закономерности размещения редкометальных пегматитов в пределах древних платформ.

Знание этих закономерностей крайне важно для рационального направления поисковых и оценочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969.
2. Великославинский Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. М., «Наука», 1972.
3. Гинзбург А. И. О некоторых группах гранитных пегматитов, образовавшихся в различных тектонических условиях и их оценке.— «Разведка недр», 1952, № 2.
4. Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов.— «Геология рудных месторождений», 1960, № 1.
5. Гинзбург А. И. О некоторых закономерностях размещения редкометальных пегматитовых полей.— «Труды ИГЕМ», 1961, вып. 41.
6. Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. Поисковые критерии редкометальных пегматитов.— «Типы месторождений редких элементов и их поисковые критерии, серия геологии месторождений редких элементов», 1961, вып. 14.
7. Кориковский С. П. Влияние глубинности на соотношение метаморфических зон в насыщенных K_2O метапелитовых сланцах и роговиках.— В сб.: Очерки физико-химической петрологии, т. I. М., «Наука», 1969.
8. Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов.— «Записки ЛГИ», 1955, т. XXX, вып. 2.

A. I. Ginsburg, I. N. Timofeev, L. G. Feldman

THE CONTROL FACTORS OF THE RARE-METAL PEGMATITES TERRITORIAL DISTRIBUTION WITHIN THE OLD PLATFORMS

Summary

The rare-metal pegmatite fields of old stable structural elements of the earth's crust are characterized by a set of specific features. The distribution of pegmatites is controlled by magmatic, metamorphic, lithological and structural factors.

The metamorphic factor is of a particular importance because it determines upon the pegmatites ore type. The magmatic factor isn't expressed for the rare-metal pegmatites in any obvious form. The lithological factor (preferential localization) of rare-metal pegmatites within the amphibolites or the gabbro-anorthosites) is of a complex physico-mechanical, geochemical, and crystallochemical nature. The combination of lithological and structural factors both the pegmatite fields dimensions and the mining conditions of deposits.

Э. Г. ИШЕВСКАЯ, асп.
Всесоюзный заочный политехнический институт

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ФАЦИАЛЬНОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ГРАНИТОВ КОРОСТЕНСКОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КОРСУНЬ-НОВОМИРГОРОДСКОГО ПЛУТОНА УКРАИНСКОГО ЩИТА

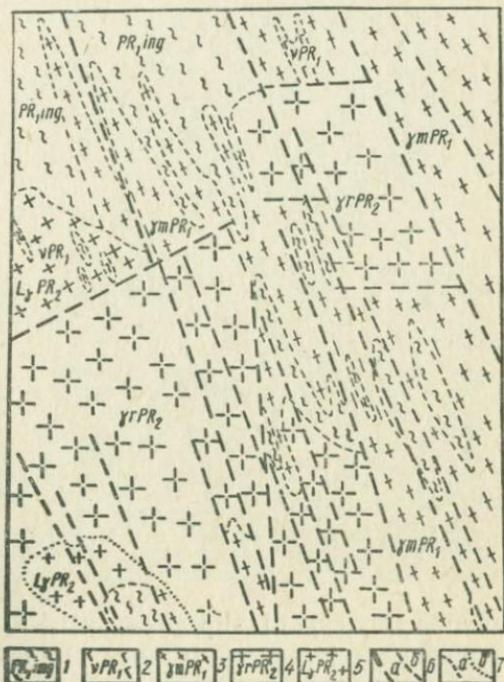
Как известно, геохимическое изучение магматических и метаморфических пород является принципиально важным при металлогеническом районировании и прогнозной оценке любых регионов и приобретает особое значение для изучения закрытых и

слабо обнаженных территорий древних щитов, где керн редких скважин служит единственным объектом для непосредственного геологического исследования. Возможность выделения при этом генетических типов гранитов и их фациального расчленения представляет интерес не только для выяснения общей истории геологического развития того или иного региона, но и при реше-

Рис. 1. Схема геологического строения докембрийского фундамента района (по данным ГСП-11 ЮУГЭ треста «Киевгеология», 1972 г.).

Нижний протерозой: 1 — ингулецкая гнейсовая серия; 2 — комплекс метаморфизованных основных пород; 3 — граниты и мигматиты кировоградско-житомирского комплекса.

Средний протерозой, Коростенский комплекс: 4 — граниты роговообманково-биотитовые, с вовидами; 5 — граниты биотитовые, безовидные; 6 — разрывные нарушения: а) региональные разломы; б) локальные и оперяющие разломы; 7 — геологические границы: а) между разновозрастными геологическими образованиями; б) между разновидностями пород одного стратиграфического подразделения.



нии вопросов о распределении и возможности появления концентраций определенных химических элементов, которые могут иметь практическое значение. Недостаточная обнаженность Украинского щита в целом и особенно его центральной части делает крайне фрагментарными геологические данные и заставляет геологов идти по пути широкой экстраполяции. В такой ситуации геохимические исследования, дающие количественную информацию, приобретают первостепенное значение.

В настоящей статье рассматриваются закономерности распределения химических элементов в гранитах коростенского комплекса, развитых в зоне сочленения Ингуло-Ингулецкого синклиниория и Ново-Украинского антиклиниория, и устанавливается их различная фациальная принадлежность.

Описываемые граниты образуют в плане (рис. 1) два разобщенных выхода площадью 25 км² и 7,5 км², являющихся периферическими частями восточной площади современного эрозионного среза Корсунь-Новомиргородского plutона. Граниты

обрамляются гнейсами ингулецкой серии и гранитоидами киевоградско-житомирского комплекса. Контакты коростенских гранитов с обрамляющими их породами «рамы» [1] носят в основном тектонический характер, гораздо реже отмечается интрузивный, что подтверждается наличием

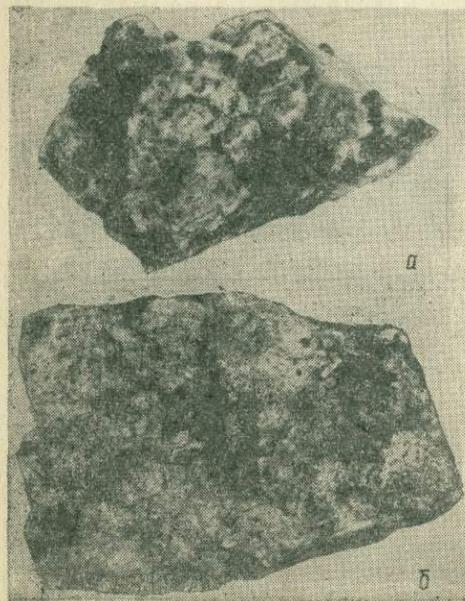


Рис. 2. Образец № 2736, гранит роговообманково-биотитовый, с овощами микроклин-пертита (фото, натуральная величина, а) и образец № 2781, в центре — овощ микроклин-пертита с реликтовыми включениями минералов основной массы и с олигоклазовой оторочкой по периферии (фото, $\times 2$, б).

дь подвержены сугубо локальным изменениям: катаклизу, дроблению, альбитизации, хлоритизации и пр.

В результате геологического картирования района в масшта-

бе 1 : 50 000 геолого-съемочной партией № 11 ЮУГЭ треста «Киевгеология» среди гранитов коростенского комплекса были выделены граниты овощные роговообманково-биотитовые, и безовоидные, порфировидные биотитовые граниты. Наибольшим площадным распространением пользуются роговообманково-биотитовые овощные граниты типа рапакиви, представленные зеленовато-серыми, розовато-серыми крупно и среднезернистыми разностями. Серые средне-, мелкозернистые порфировидные биотитовые граниты играют подчиненную роль.

Характерной особенностью роговообманково-биотитовых гранитов является присутствие в них округлых или овощальных вкрапленников калиевого полевого шпата диаметром до 3—4 см (рис. 2, а). Вокруг отдельных овощей изредка наблюдается локализация зерен плагиоклаза, реже — типичная для рапакиви, плагиоклазовая оторочка (рис. 2, б). В порфировидных биотитовых гранитах вкрапленники калишпата имеют обычно таблитчатую или прямоугольную форму, размер их, как правило, не превышает 2 см по длинной оси.

Геохимическое опробование указанных разновидностей гранитов по керну картировочных скважин проводилось автором одновременно с геолого-съемочными работами партии № 11. В процессе интерпретации спектральных анализов отобранных проб наметились три основные геохимические группы гранитов с определенными тенденциями в распределении микроэлементов. В I и II группы вошли геохимически различные, но геологически не расчлененные при картировании роговообманково-биотитовые граниты, с овощами, а в III группу — биотитовые граниты. Оценки средних содержаний микроэлементов приведены в табл. 1. Сравнение средних содержаний микроэлементов в первых двух группах гранитов, проведенное графически

Таблица 1

в гранитах коростенского комплекса (г/т)

Geохимические группы	Породы (по данным картирования)	Количество геохимических проб	Z	La	Pb	Y	Nb	U*	Sn	Yb _a	Be	Ag	Sc	Co	Mo	V	Ni	Cu	Cu**	Zn	Ba
I	Граниты роговообманково-биотитовые с овощами	37	180	71	60	42	11	9	5,3	5	2,3	0,03	1,5	1,6	2,5	2,6	3,9	12	14	72	230
II	Граниты роговообманково-биотитовые с овощами	38	144	37	35	21	10	5	2,8	1,8	1,2	0,04	1,8	2,7	2,7	3,9	3,8	19	24	86	533
III	Граниты биотитовые, безовоидные	23	92	40	56	4,5	3,5	3	2,8	1,1	0,7	0,05	0,8	3,0	1,3	18	6,5	10	14	34	530

Геохимические пробы анализированы приближенно-количественным спек-

* Содержания урана определены химическим методом.

** Содержания меди определены количественным спектральным методом на специальной программе на ЭВМ «Наира» в Математической партии

спектральным методом в БГГП и ИМГРЭ.

(Л. А. Лоза, лаборатория ВЗПИ). Статистическая обработка анализов проведена ЦГЭ ИМГРЭ.

(рис. 3), показывает, что в I группе в наибольшей степени концентрируются редкоземельные, радиоактивные, редкие элементы и свинец: Yb, Y, La, U, Pb, Zn, Sn, Be, хотя коэффициенты вариации их содержаний, как и для других элементов, во всех группах пород не превышают 60%. В гранитах II группы фиксируются максимальные концентрации Ba, Zn, Cu, Ni, V, Co, Sc.

Биотитовые граниты (III группа) характеризуются (рис. 4)

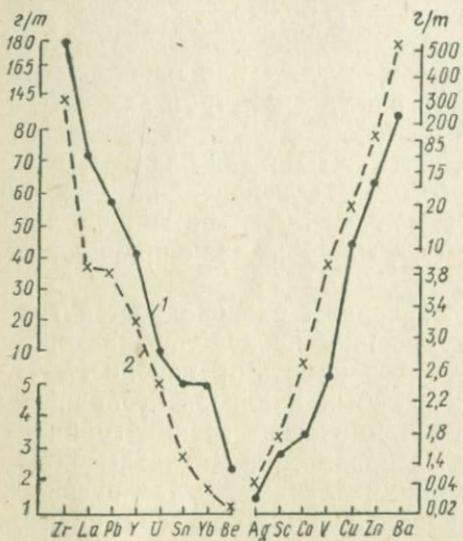


Рис. 3. Особенности распределения содержаний микроэлементов в роговообманково-биотитовых гранитах:

1 — I геохимическая группа; 2 — II геохимическая группа.

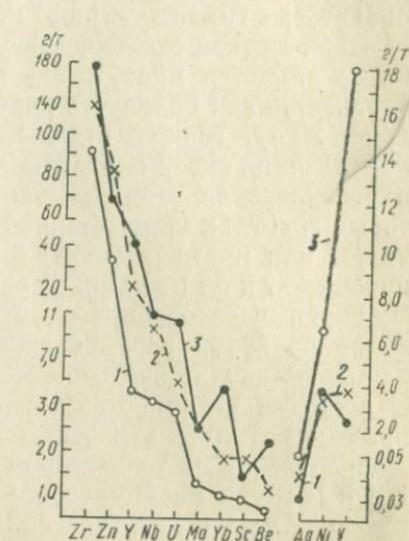


Рис. 4. Особенности распределения содержаний микроэлементов в биотитовых и роговообманково-биотитовых гранитах.

Роговообманково-биотитовые граниты:
1 — I геохимическая группа; 2 — II геохимическая группа; 3 — биотитовые граниты (III геохимическая группа).

минимальными значениями содержаний Zr, Y, Nb, U, Yb, Be, Sc, Mo, Zn и повышенными концентрациями V, Ni, Ag.

Данные минералогического анализа тяжелых фракций (рис. 5), выделенных из протолочек объединенных геохимических проб в соответствии с указанными группами пород, также показывают специфические особенности, присущие каждой из них. Для I группы пород наиболее характерны следующие акцессории: флюорит, бастнезит, циркон, ксенотим, сфалерит, халькопирит, ортит. Повышенные содержания рудных акцессориев, а также роговой обманки, присущи гранитам II группы. Максимальные концентрации граната, апатита, сфена, антаза, монацитита и магнетита обнаружены в биотитовых гранитах.

Выборочные химические анализы объединенных геохимических проб по скважинам (табл. 2) показывают довольно однород-

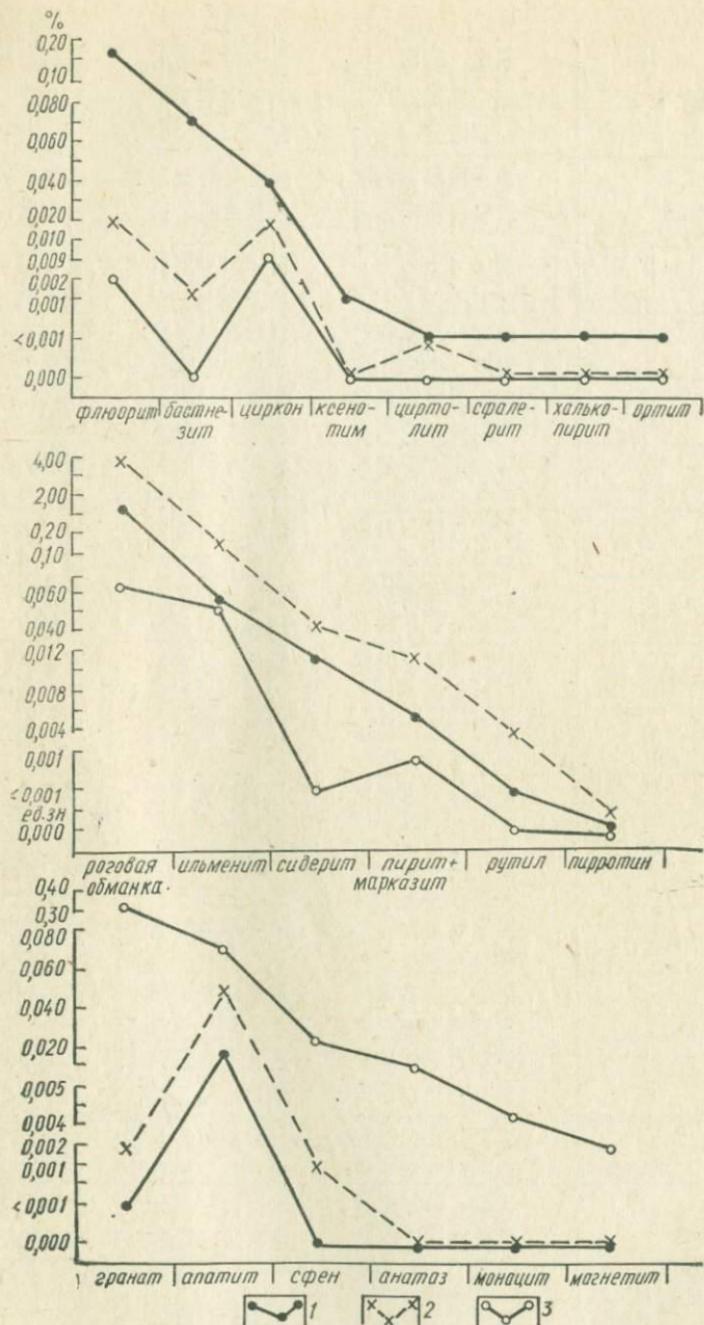


Рис. 5. Особенности распределения акцессорных минералов тяжелой фракции в гранитах Коростенского комплекса. Условные обозначения те же, что и на рис. 3, 4. Содержания минералов даны в % к породе.

Таблица 2

Результаты химического анализа гранитов коростенского комплекса, вес. %

Но- мера сили- катных проб	Коли- чество объе- диненных геохими- ческих проб																Σ	$\frac{O}{=F_2}$	Сумма
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	F	п.п.п			
<i>I группа</i>																			
10	4	72,14	0,25	12,34	0,57	2,46	0,05	0,20	1,11	2,48	6,20	0,20	0,46	0,05	0,43	1,20	99,94	0,17	99,77
11	8	70,88	0,28	13,44	0,47	2,85	0,04	н. о.	1,44	2,74	6,35	0,24	0,76	0,05	0,40	н. о.	99,88	0,16	99,72
14	1	74,0	0,19	12,20	0,97	1,40	0,02	0,40	0,67	2,40	6,50	0,24	0,52	0,08		н. о.	99,59		
19	3	72,60	0,19	12,53	0,38	2,50	0,03	н. о.	1,44	2,56	6,00	0,36	0,82	0,05	0,30	н. о.	99,76	0,12	99,64
36	3	72,00	0,31	12,45	0,24	3,07	0,03	0,20	0,70	2,86	6,58	0,10	0,88	0,03	0,30	н. о.	99,65	0,12	99,53
56	1	72,62	0,10	13,85	0,36	1,40	0,01	0,20	0,80	2,78	7,18	0,12	0,84	0,08		н. о.	100,38		
30	2864	70,20	0,32	13,93	0,52	3,12	0,07	0,20	1,90	2,50	6,00	0,25	0,80	0,15	0,20	н. о.	100,16	0,08	100,08
<i>II группа</i>																			
26	1	69,00	0,50	14,00	1,23	3,31	0,06	0,26	1,77	3,50	5,40	0,24	0,68	0,14	0,05	0,20	100,30	0,02	100,28
31	7	68,70	0,45	14,30	1,30	3,30	0,04	0,30	1,70	3,30	5,50	0,20	0,84	0,10	0,10	н. о.	100,13	0,00	100,09
48	7	65,02	0,53	15,38	1,54	4,13	0,05	0,31	2,44	3,50	5,85	н. о.	0,86	0,15	0,04	н. о.	99,80	н. о.	99,80
2736	6	69,02	0,48	13,31	1,22	4,31	0,06	0,28	1,80	3,00	5,40	н. о.	0,80	0,13	0,07	н. о.	99,88	н. о.	99,88
2781	8	68,34	0,50	13,60	0,37	4,48	0,06	н. о.	2,11	3,01	6,00	0,24	0,76	0,14	0,06	0,20	99,87	0,02	99,85
4430	10	64,80	0,65	15,80	0,56	4,90	0,07	0,20	2,80	3,42	4,98	0,22	0,82	0,14	0,02	0,20	99,58	0,01	99,58
<i>III группа</i>																			
49	3	71,70	0,19	14,50	0,74	1,16	0,02	н. о.	1,30	3,28	6,10	0,30	0,96	0,10	0,01	н. о.	100,36	0,01	100,36
2783	7	71,10	0,22	14,53	0,42	2,00	0,01	0,38	1,20	3,10	6,00	н. о.	0,50	0,18	0,01	н. о.	99,65	н. о.	99,65
2784	5	71,34	0,37	14,17	0,44	2,16	0,02	0,37	1,50	3,30	5,50	н. о.	0,58	0,19	0,01	н. о.	99,84	н. о.	99,84
4463	3	73,80	0,05	13,86	0,32	1,15	0,02	0,25	0,85	3,50	5,80	н. о.	0,12	0,08	0,01	н. о.	99,80	н. о.	99,80

* Химические анализы выполнены в силикатной лаборатории БГГП ИМГРЭ,

ный химический состав гранитов в пределах каждой группы пород, выделенной по микроэлементам. В целом для всех гранитов характерно резкое преобладание калия над натрием, высокая железистость и пониженная насыщенность глиноземом (на грани недосыщенности), что вообще свойственно гранитам

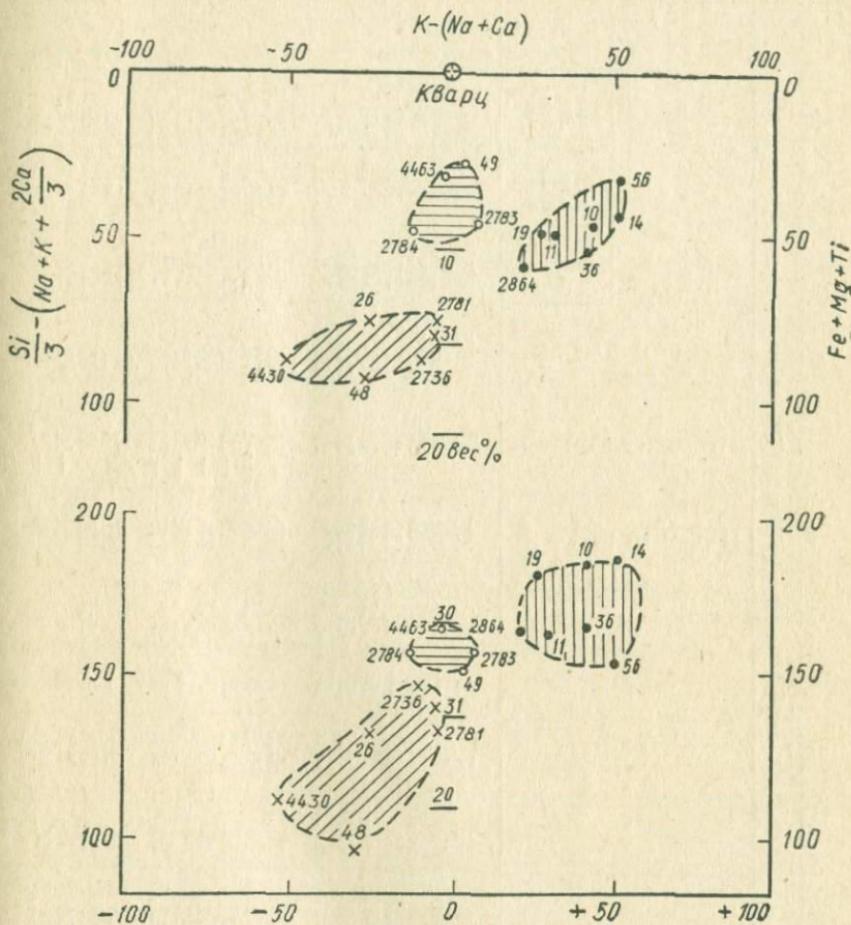


Рис. 6. Химико-минералогическое изображение гранитов коростенского комплекса на диаграмме Роша:

1 — роговообманково-биотитовые граниты (I группа); 2 — биотитовые граниты (III группа); 3 — роговообманково-биотитовые граниты (II группа); 4 — номера химических анализов

формации рапакиви [3—5]. Граниты I группы по сравнению с гранитами II группы обогащены фтором, калием, кремнием, и обеднены алюминием, кальцием, натрием, титаном, марганцем, железом и фосфором.

Для удобства химико-минералогического сопоставления изучаемых гранитов были использованы метод и диаграмма, пред-

Таблица 3

Расчет петрохимических параметров (в мг-атомах) и содержания породообразующих минералов
(в вес.%) по методу Рона (1964 г.)

Номер проб	Si	K	Na	Ca*	Fe"	Fe'''	Mg	Ti	$\frac{Si}{3} - \left(K + Na + \frac{2Ca}{3} \right)$	K - (Na + Ca)	Fe + Mg + Ti	Вес. % минералов			Соотношения калишпата и плагиоклаза в полевошпатовой фракции	
												кварц	цветные минералы	полевые шпаты	калишпат	плагиоклаз
10	1200	132	80	9	34	7	5	3	182	43	46,5	32	8	60		
11	1182	136	89	16	40	6	—	3	161	31	49	29	9	62		
14	1235	139	78	9	19,5	12	10	2	185	52	43,5	32,5	7	5,95		
19	1210	128	83	18	35	5	—	2	180	27	42	31,5	8,5	60		
36	1202	141	93	5,5	43	3	5	3,5	164	43	54,5	30	9,5	60,5		
56	1212	153	91	10	19,5	4,5	5	1	153	52	30	28	6	66		
2864	1170	128	81	26	43,5	7	5	4	164	21	59,5	30	11	59		
26	1150	119	115	28	46,5	15,5	7	6	130	—24,5	75	24	13	62,5		
31	1148	120	107	24	49	16,5	8	4,5	140	—4	78	25,5	14,5	60		
48	1090	125	115	39	58	19,5	8	6	97	—29	91,5	17,5	17	65,5		
2736	1150	119	100	28	60	15	7	5,5	145	—9	87,5	26,5	16	57,5		
2781	1141	128	98	33	62,5	5	—	6	132	—3	73,5	24	13	63		
4430	1081	106	111	47,5	68	7	5	7	111	—52,5	87	20	16	64		
49	1196	130	106	20	16	9	—	2	150	4	27	27	5	68		
2783	1192	128	101	19	28	5	9,5	2,5	156	8	45	28	8	65		
2784	1195	120	108	24	29,5	5,5	9	4	154	—12	48	28	8,5	63,5		
4463	1230	124	115	11,5	16	4	6	6	163	—2,5	32	29,5	5,5	65		

* Значения Са рассчитывались с учетом апатита и флюорита, присутствующих в породах, но поправка практически не отражается на количественном породообразующем минеральном составе.

ложенные Рошем [6]. Его методика в наглядной форме позволяет одновременно сравнивать петрохимические и породообразующие минералогические свойства различных гранитов и гранодиоритов, исходя из их химических составов. Одним из недостатков является невозможность разделения плагиоклаза по составу, в результате на диаграмме показывается только общее количество плагиоклаза, но не его состав. В табл. 3 приводится расчет петрохимических параметров и модального содержания породообразующих минералов в исследованных гранитах, а на рис. 6 изображены положения последних на соответствующей части (полезной площади в данном случае) диаграммы Роша. Каждая группа пород заняла вполне определенное фигуративное поле.

Максимальные количества калиевого полевого шпата и кварца присущи гранитам I группы. Граниты II группы обеднены этими компонентами и отличаются повышенной меланократостью и большим содержанием плагиоклаза. Биотитовые граниты занимают как бы промежуточное положение между двумя, но более лейкократовые.

Микроскопическое изучение гранитов первых двух групп показало, что вкрапленники калиевого полевого шпата в них представлены пертитовыми разностями, по всей вероятности, метасоматического происхождения. Они всегда содержат переменное количество сильно корродированных зерен минералов основной массы, среди которых преобладают реликтовые включения рассыпанного олигоклаза. Последние обладают краевой осветленной каемкой и нередко обнаруживают единую оптическую ориентировку, которая характерна и для псевдопертитов — ветвистых утонений по периферии реликтов плагиоклаза. На контактах вкрапленников калишпата с сопредельными минералами основной массы широко развиты явления замещения: проникновение апофиз по двойниковым швам в плагиоклаз, в трещины крупных зерен кварца и т. д. Наряду с образованием порфиробластов в основной массе гранитов I группы четко наблюдается развитие неправильных зерен решетчатого микроклина, обычно не содержащих пертитовых вростков. В отдельных шлифах наблюдается «проникновение» зерен свежего решетчатого микроклина в порфиробласти калишпат-пертита, а также заметное проявление катаклаза во вкрапленниках при его отсутствии в микроклине основной массы.

Очевидно, калиевый метасоматоз, начавшийся с образования порфиробластов, продолжался в гранитах I группы в виде замещения решетчатым микроклином, главным образом, минералов основной массы. Действительно, как следует из рентгеноструктурных данных и замеров угла оптических осей, калиевый полевой шпат в целом представлен, согласно классификации А. С. Марфунина, крипторешетчатым микроклин-пертитом, близким к максимальному ($\Delta 0,81$, $-2v=80-85^\circ$), а в гранитах II

группы — высоким триклиническим ортоклаз-перитом ($\Delta 0,33—0,41$, $-2v=55—60^\circ$).

Явления замещения плагиоклаза в гранитах обеих групп происходило стадийно. Сначала из минерала выносится кальций, а затем уже происходит замещение существенно натриевого плагиоклаза. При более интенсивном развитии деанортитизации наблюдается практически полное преобразование отдельных реликтовых зерен плагиоклаза в альбит с последующим его количественным сокращением. По мере нарастания калиевого метасоматоза происходит освобождение зерен калишпата от реликтовых включений, в том числе так называемых перитовых вростков, и росла его структурная упорядоченность.

В ходе преобразования породы резко сокращается количество темноцветных минералов и, в первую очередь, амфибола. При этом в оставшихся кристаллах биотита и роговой обманки появляются освещенные, обесцвеченные участки с постепенными переходами в более густо окрашенные участки зеленовато-бурых тонов, свойственные цветным минералам неизмененных гранитов. К обесцвеченным участкам приурочены обильные микровключения рудных минералов (вынос железа за счет относительного увеличения роли магния в структуре минералов).

Описанные явления дают основание судить о высокой активности наиболее сильных оснований в растворах на ранней стадии метасоматического преобразования гранитов, ведущего к замещению плагиоклаза по классической схеме: кальций + натрий \rightarrow натрий \rightarrow калий (прогрессирующее увеличение щелочности продуктов метасоматоза). Подобным же образом идет и замещение темноцветных минералов: железо + магний \rightarrow магний (за счет выноса железа) \rightarrow калий (микроклинизация). Широкое развитие микроклинизации при фактическом отсутствии после-микроклиновой альбитизации указывает на возможность выноса значительных количеств натрия и кальция в процессе раннего послемагматического преобразования гранитов.

Помимо отмеченных изменений в гранитах I группы по трещинам развивается мелкозернистый (до микрозернистого) замещающий комплекс, состоящий из кварца, или кварца, флюорита и микрочешуйек зеленого биотита. В ряде случаев тонкие трещинки, выполненные агрегатом микрозерен кварца, секут порфиробласты микроклин-перита и основную массу гранита. В других случаях наблюдается приуроченность мелко-микрозернистых замещающих агрегатов к межзерновым пространствам. В строении агрегатов наблюдается довольно выдержанная закономерность: внутренние их части слагаются кварцем и флюоритом, а микрочешуйки зеленого биотита локализуются по периферии агрегатов, иногда как бы «размазываясь» по прилегающему зерну сопредельного минерала. Таким образом, продукты поздней стадии послемагматического изменения изученных гра-

нитов характеризует ее как стадию кислотного метасоматоза, отличавшуюся высокой активностью кремния и фтора в растворах. Вынос кальция из плагиоклаза на ранней стадии послемагматического изменения гранитов объясняет широкое развитие флюорита в продуктах более поздней кислотной стадии.

В прямой связи с метасоматическими преобразованиями роговообманково-биотитовых овощных гранитов, по всей вероятности, и происходит накопление упомянутых ранее микроэлементов (табл. 1, рис. 3), появляются собственно фтористые, редкоzemельные и радиоактивные акессорные минералы именно тех элементов, градиент концентраций которых наиболее резко возрастает. Кроме того, за счет разложения первичных цветных минералов в процессе метасоматоза, видимо, меняется и форма нахождения таких элементов, как медь, цинк (запеченные в виде халькопирита и сфалерита, по данным минералогического анализа), хотя в целом содержания их уменьшаются за счет преобладающего выноса.

К числу элементов, выносившихся в максимальной степени при метасоматическом преобразовании пород, относятся Na, Ca, P, Ti, Mn, Fe, Co, Y, Cu, Zn, Ba. Это в свою очередь позволяет ставить вопрос о возможности нахождения в связи с рассматриваемой разностью гранитов зон и участков альбитизации, в которых можно ожидать накопление полезных компонентов, обычно связанных с таким процессом. С другой стороны, возможна также мобилизация и концентрация сидеро-, халькофильных элементов и бария в благоприятных литологических-структурных условиях (в зонах трещиноватости, дробления пород кровли, экзоконтакта).

Метасоматически измененные граниты запечены во всех скважинах, вскрывающих самый северный выход, и на крайнем западе наибольшей площади развития коростенских гранитов; приуроченности их к локальным дизъюнктивным нарушениям не отмечается.

Характерно, что на кривых (рис. 7), иллюстрирующих распределение микроэлементов в измененных и неизмененных роговообманково-биотитовых гранитах, отчетливо наблюдается единый характер соотношений между элементами, расположенным на графике в порядке, отвечающем их средним содержаниям в породах. Таким образом, несмотря на то, что при метасоматическом изменении гранитов происходит накопление одних элементов (левая ветвь кривой) и вынос других (правая ветвь кривой), соотношения между элементами в каждой из этих групп остаются постоянными. Это позволяет судить о том, что перераспределение микроэлементов в процессе становления коростенских гранитов происходило в результате их автометасоматического преобразования.

В условиях обилия тектонических нарушений (рис. 1), когда одни блоки докембрийских образований более эродированы, а

другие — менее, наиболее вероятно, что площади развития автометасоматически измененных гранитов являются апикальными, наименее эродированными частями восточной периферии Корсунь-Новомиргородского plutона. Именно апикальные части интрузий отличаются высоким уровнем содержаний летучих компонентов, с которыми, видимо, и мигрируют перечисленные выше

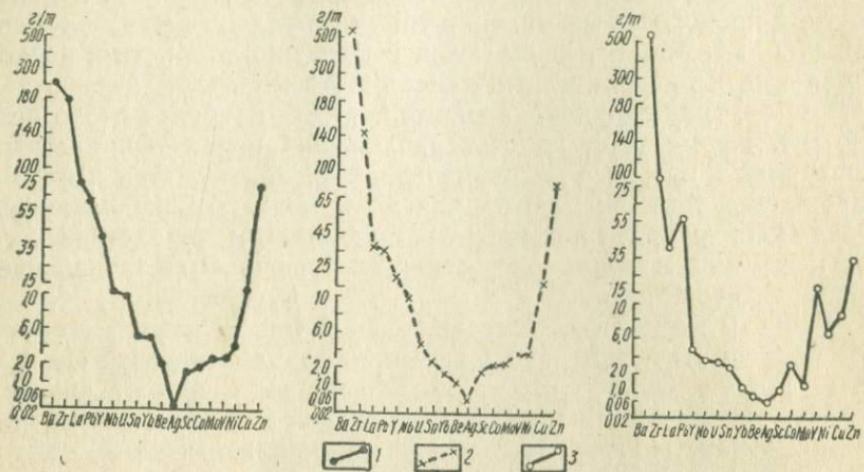


Рис. 7. Кривые распределения микроэлементов в гранитах коростенского комплекса, в % к породе:

1 — метасоматически измененные роговообманково-биотитовые граниты (I группа); 2 — роговообманково-биотитовые граниты (II группа); 3 — биотитовые граниты (III группа).

элементы, накапливающиеся затем в виде собственных минералов.

Биотитовые граниты, как уже отмечалось, характеризуются иными особенностями. На кривой распределения микроэлементов в биотитовых гранитах (рис. 7) видно нарушение единого соотношения содержаний элементов, расположенных в том же порядке, что и для коростенских гранитов. Если же построить график распределения микроэлементов в биотитовых гранитах, исходя из соотношений, характерных для микроэлементов нижнепротерозойских мелкопорфиробластовых (<3 см) гранитоидов (без реликтов субстрата) кировоградско-житомирского комплекса [2], то выявляется практически полная аналогия этих графиков (рис. 8). На совмещенных графиках наблюдаются лишь небольшие расхождения в содержаниях некоторых микроэлементов (рис. 9). Петрохимизм сравниваемых гранитов (рис. 9) также очень близок, за исключением магния, содержание которого выше в мелкопорфиробластовых гранитах. Таким образом, при четком различии в распределении содержаний макро-, микроэлементов между биотитовыми и оvoidными коростенскими гранитами наблюдается близость химических свойств

биотитовых гранитов и нижнепротерозойских мелкопорфиробластовых (кировоградских) гранитоидов.

Типоморфными акцессорными минералами* нижнепротерозойских мелкопорфиробластовых гранитоидов являются гранат (0,870%), апатит (0,113%), монацит (0,037%), магнетит (0,006%), т. е. те акцессории, которые содержатся в большем количестве в биотитовых гранитах, чем в других гранитах коро-

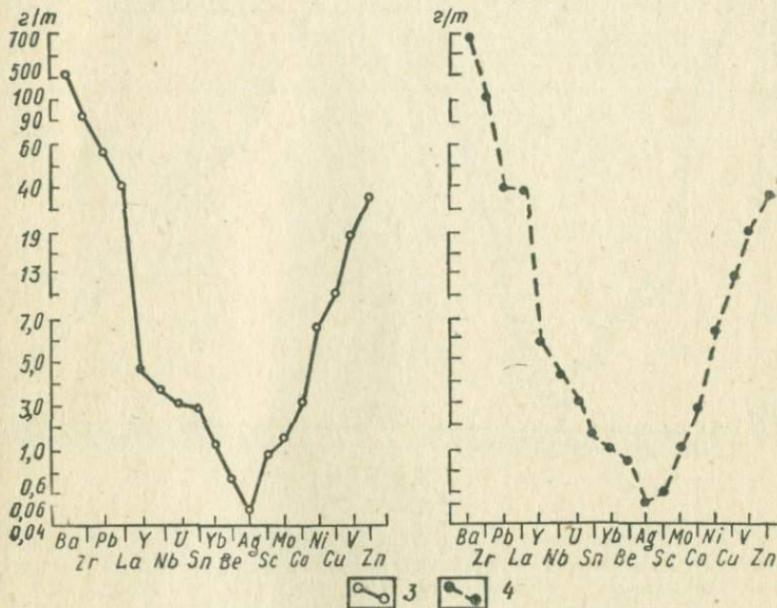


Рис. 8. Кривые распределения микроэлементов в биотитовых гранитах коростенского комплекса и мелкопорфиробластовых (<3 см) гранитоидах кировоградско-житомирского комплекса: 3 — биотитовые граниты; 4 — мелкопорфиробластовые (<3 см) гранитоиды.

стенского комплекса (рис. 5), и не характерны для последних. Примечательны и петрографические особенности биотитовых гранитов. Биотит в них присутствует в виде двух генераций. Наиболее распространен мелкочешуйчатый бурый или зелено-вато-бурый биотит, типичный для гранитов коростенского комплекса. Спорадически в виде отдельных крупных пластинок или скоплений мелких чешуй встречается коричневый или даже красновато-коричневый биотит. Аналогичный биотит характерен для гранитоидов кировоградско-житомирского комплекса.

Элементы залегания биотитовых гранитов совпадают с общим структурным планом нижнепротерозойских пород с характерным северо-западным простиранием (рис. 1).

* Содержания акцессориев определены по данным минералогического анализа протолочек.

Таким образом, результаты проведенных исследований позволяют относить безовоидные порфиробластовые биотитовые граниты к экзоконтактовым разностям пород Корсунь-Новомиргородского plutона, а по особенностям химизма и минерального

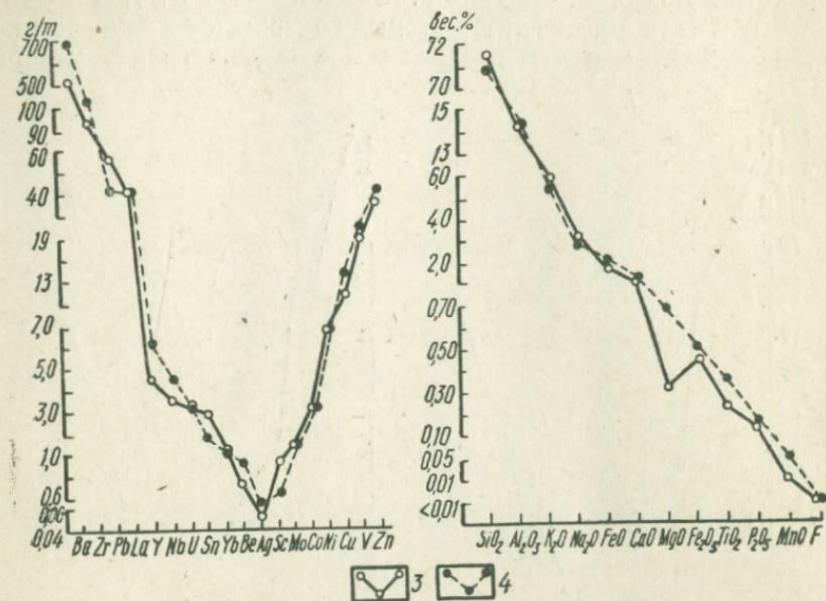


Рис. 9. Совмещенные кривые распределения содержаний химических элементов в биотитовых гранитах и мелкопорфиробластовых гранитоидах.

Условные обозначения такие же, как на рис. 8.

состава (скорее всего) — к нижнепротерозойским гранитоидам кировоградско-житомирского комплекса.

Очевидно, что геохимическим показателем расчленения гранитов рассматриваемых комплексов может служить отношение содержаний элементов, накапливающихся в коростенских гранитах, к содержаниям элементов, накапливающихся в кировоградских гранитах. В табл. 4 приводятся числовые значения таких показателей, рассчитанные мультипликативно и аддитивно. Содержания микроэлементов при расчете взяты в виде кларков концентраций относительно глобальных средних содержаний этих микроэлементов в малокальциевых гранитах (из сводки Джона Грина, 1969 г.).

Как видно из табл. 4, рассчитанные критерии весьма четко изображают отмеченные геохимические признаки сходства и различия между описанными группами гранитоидов.

В заключение можно констатировать следующее. Настоящая работа является примером использования особенностей распределения содержаний микроэлементов в горных породах при ре-

шении вопросов геологического строения. В условиях практического отсутствия обнажений на картируемых площадях в закрытых и полузакрытых районах геохимическая информация может служить основным критерием для расчленения магматических и

Таблица 4

Числовые значения геохимических показателей расчленения гранитов в нормированных единицах (кларках концентраций)

Породы	$\frac{Zr+Y-Nb+U-Yb+Be}{V^2-Ni^2-Ag^2}$	$\frac{Zr+Y-Nb+U+Yb+Be}{2(V+Ni+Ag)} \times 100$
Метасоматически измененные граниты роговообманково-биотитовые, с овоидами ($\gamma + PR_2$)	$n \cdot 10^{-3}$	224
Граниты роговообманково-биотитовые, с овоидами ($\gamma + PR_2$)	$n \cdot 10$	107
Граниты биотитовые, безовоидные ($L\gamma PR_2$)	$n \cdot 10^{-3}$	36
Гранитоиды мелкопорфиробластовые (< 3 см) без реликтов субстрата ($\gamma m PR_1$)	$n \cdot 10^{-2}$	36

метаморфических комплексов и создания достоверных карт, отражающих их фациальное строение и петрогенетические особенности. Данные о распределении содержаний микроэлементов, полученные в процессе геологического картирования позволяют целенаправленно проводить дальнейшие петрологические, минералогические и детальные геологические исследования в пределах изучаемого региона.

ЛИТЕРАТУРА

- Кононов Ю. В. Метасоматиты центральной части Украинского щита. К., «Наукова думка», 1970.
- Резников И. Н., Ишевская Э. Г. Геохимические критерии расшифровки генезиса гранитоидов докембрия и их практическое значение (на примере Кировоградских гранитов УКШ).— В сб.: Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, 1972.
- Свириденко Л. П., Шемякин В. М. Некоторые особенности кристаллизации глубинных гранитных магм (на примере чарнокитов и рапакиви Балтийского щита).— В сб.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971.
- Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростенского plutona.— «Ученые записки Львовского ун-та, серия геология», 1947, 6, вып. 5, вып. 5.
- Schreiter I. Gesteins-bestimmungsbuch. Leipzig, VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 1972.

6. La Roche (de) H. Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou grano-dioritiques.— «Sc. de la Berre, Nancy», 1964, IX, № 3.

E. G. Ishevskaya

GEOCHEMICAL EVIDENCES OF DIFFERENCES
IN GRANITE FACIES OF KOROSTENSKIY COMPLEX
IN THE EASTERN PART OF KORSUN-NOVOMIRGORODSKIY
PLUTON IN THE UKRAINIAN SHIELD

Summary

The study of trace elements distribution in granites of Korostenskiy complex proves the existence of three different granite facies. The geochemical differences between facies in granites of the Rapakivi formation are caused by postmagmatic phenomena of metasomatic alteration. However, the chemical and mineral composition of non-ovoidal biotite granites resembles that of low-Proterozoic Kirovogradsky granitoids. The ratios of trace elements which have a tendency to concentrate in different rock types can serve as criteria for an identification of granite facies.

И. Н. ГОЛЫНКО, ст. научн. сотр.,
Л. И. ТИХОМИРОВ, канд. геол.-мин. наук
ВСЕГЕИ

ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ
КОМПЛЕКСОВ И ГЕОХИМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ
НА ПРИМЕРЕ П-ВА ТАЙГОНОС

Проблема оценки потенциальной рудоносности магматических комплексов является в настоящее время весьма дискуссионной. Приверженность отдельных исследователей к тем или иным генетическим концепциям вызывает значительные разногласия как на стадии формирования исходных посылок, так и на стадии определения геохимических индикаторов металлогенической специализации.

Анализируя генетические аспекты металлогенической специализации, Ю. В. Казицын обрисовал это явление как «сложный процесс, являющийся частью общей планетарной дифференциации вещества в геохимической форме, наиболее тесно сопряженный с развитием магматизма и обладающий многообразием форм проявления» [6]. Выделив четыре ведущие составные линии этого процесса, или четыре формы специализации — специализацию I рода, или первичную геохимическую неоднородность, а также петрохимическую (II рода), кристаллохимическую (III рода) и мобилизационную (IV рода) формы специализации, Ю. В. Казицын показал, что только в масштабе «первой геохимической неоднородности» мы имеем четкие индикаторы спе-

циализации в форме «сквозных аномалий кларка рудных элементов для крупных регионов, связанных общностью геологического развития» [6]. В конкретных магматических комплексах и телах сложное переплетение разномасштабных процессов — мобилизация, привнос, вынос, изменение концентраций в ходе кристаллохимической перестройки — сказывается в разнообразии поведения средних содержаний рудных элементов. Попытки увидеть в этом разнообразии критерии рудоносности осложняются противоречивостью интерпретации, связанной с тем, что каждый исследователь отдает предпочтение некоторой излюбленной генетической концепции специализации: последователи М. Г. Рубина и В. С. Коптев-Дворникова [9] видят основную причину рудоносности в зараженности магматического очага, в связи с чем полагают необходимым повышение содержания рудных элементов в рудоносных интрузиях; последователи Л. В. Таусона [11] отмечают как критерий вынос рудных элементов из тела интрузива во вмещающие породы; ряд исследователей, приверженцы «мобилизации» — привнос рудных элементов из вмещающих пород в тело интрузива и т. д.

Объективно неустойчивость средних содержаний объясняется тем, что в ходе геохимической дифференциации рудные элементы не являются изолированными, а входят как составные элементы во многие сложные системы. Однако помимо этой объективной сложности неспособность увидеть в этом разнообразии закономерность обусловлена также и методологической слабостью генетического анализа в применении к этому явлению. Невозможно выделить «чистые линии» процессов и повторить их в эксперименте. Широко развитая конвергентность, приводящая к закономерно повторяющимся, устойчивым формам согласованного поведения ряда элементов в рудоносных инерудоносных комплексах вне зависимости от конкретных механизмов генезиса, при генетическом подходе является только помехой.

Можно сказать, что господствующий до настоящего времени генетический подход к оценке потенциальной рудоносности не привел к конструктивным постановкам задачи и выделению однозначных критерииев.

Методологически предлагаемый нами подход связан с введением элементов системно-структурного анализа, который существенно опирается на использование конвергентности геохимических признаков, являющейся столь серьезным препятствием при генетическом подходе.

Рудные элементы рассматриваются не изолированно, а как составные элементы геохимической системы с учетом взаимосвязей. Понятие геохимической системы для магматических пород вводится по определению и сопоставляется геологическим объектам — магматическим телам и их совокупностям, соответствующим разным пространственно-временным масштабам проявлений магматизма (магматическим формациям, комплексам,

массивам и вулканическим покровам, однофазным телам). Элементами системы являются величины концентраций химических элементов. В связи с тем или иным набором элементов различаются системы петrogenных элементов и системы микроэлементов, более или менее полные.

При определении структуры геохимических систем мы используем закономерно повторяющиеся, устойчивые зависимости между содержаниями элементов, устанавливающиеся в магматических объектах всех уровней и вне зависимости от конкретных механизмов генезиса [1].

Например, для геохимических систем, сопоставляемых гранитоидным комплексам, закономерен согласованный рост содержаний Si, K, Sn, Be, La при снижении содержаний Ca, Mg, Fe, Cr, Ni, V, Co и т. д. Эта характерная согласованность, скоррелированность поведения концентраций элементов по степени упорядоченности составов в ряду основности — кислотности является отражением общих закономерных для магматических пород тенденций геохимической дифференциации вещества. Такие тенденции, получившие название «главных» или «main trend», широко обсуждались в петрологической литературе [5, 14, 15].

Совокупность характеристик изменчивости, отражающих согласованное повышение или понижение содержаний одних компонентов в зависимости от других, назовем балансом компонентов в системе. Те характеристики изменчивости, которые отвечают устойчивым «главным тенденциям», назовем нормальным геохимическим балансом. Иначе говоря, нормальный геохимический баланс есть проявление структуры системы для конкретного магматического объекта.

Для элементов, претерпевших влияние специфических факторов перераспределения, устойчивость таких корреляционных зависимостей нарушается; при этом перестройка взаимосвязей идет в сторону упрочения новых типов взаимосвязей рудных элементов, отражающих столь же закономерно обусловленную согласованность их поведения в «рудных системах» (например, как будет показано ниже, устанавливается связь Sn, Pb, Cu, Ba или Mo, Zr в специфических рудоносных комплексах). Таким образом, потенциально рудоносными мы будем называть те комплексы и тела, в которых обнаруживается эта дивергенция нормальных для магматических пород и специфически рудных ассоциаций элементов по взаимосвязи.

Более строго понятия геохимической системы для магматических пород и нормального геохимического баланса вводятся в работах И. Н. Голынко [1—3]. Возможность такого рода исследования представляется при использовании методов многомерного линейного анализа.

В математической модели баланс компонентов в системе описывается ковариациями (корреляциями), отражающими согласованное изменение содержания одного компонента в зави-

симости от другого. В качестве метода, который выявляет независимые между собой ассоциации геохимических элементов, обнаруживающих согласованность поведения, привлекается метод главных компонент факторного анализа [7].

Вычислительная схема метода главных компонент реализована в виде стандартной программы в комплексе программ АСОГИ для ЭВМ БЭСМ-4 (авторы разработки Л. Н. Дуденко, В. И. Мишин). Исходными данными для расчетов являются наборы спектральных анализов микроэлементов для интересующих породных комплексов. Таким образом, на входе имеется геохимическое описание пород в n -мерной системе зависимых координат (где n — число элементов анализа). Вычисляется корреляционная матрица, направления главных (ортогональных) векторов изменчивости, направляющие косинусы которых одновременно являются коэффициентами корреляции исходных переменных (элементов анализа) с новыми переменными — факторами. По значимым величинам коэффициентов корреляции устанавливаются ассоциации элементов, изменчивость которых определяется соответствующим вектором. Значения новых переменных (факторов) вычисляются как линейные комбинации исходных. Факторы упорядочиваются по вкладам в общую изменчивость системы, причем, поскольку элементы, имеющие согласованное распределение, образуют ассоциации, для достаточно полного описания изменчивости системы достаточного учета первых m факторов, где m много меньше n . I фактор, вносящий максимальный вклад в общую изменчивость (или вектор главной изменчивости) для магматических пород, отражает дифференцированность составов пород в ряду основности — кислотности. Группа элементов, скоррелированная со значениями I фактора, образует ассоциацию, называемую «главной».

В математической модели вводится допущение: I фактор, отражающий упорядоченность изменения составов, служит первым приближением к оценке нормального геохимического баланса (т. е. элементы главной ассоциации находятся в отношениях согласованности, нормальных для пород данного состава).

Если ряд рудных элементов формирует свои независимые ассоциации, это заставляет «подозревать» их в нарушении баланса и подвергать дальнейшему исследованию. Нанесение значений факторов на карту, сопоставление с геологической основой в ряде случаев дает возможность выявить условия перераспределения и концентрации элементов, и во всяком случае выявляет зоны перераспределения и возможной концентрации.

Изучение геохимической специализации не решается однократной процедурой применения факторного метода. Необходимым предварительным этапом является проверка однородности структуры изменчивости выделенных объектов с помощью, на-

пример, построения «диаграмм составов» в факторных координатах. Кроме того, геолог никогда не располагает полной геохимической характеристикой объекта как в смысле его охарактеризованности пробами, так и в смысле набора элементов, что предопределяется чувствительностью определения элементов в неизмененных породах существующими методиками. Оценивая I фактор как аппроксимацию «нормального баланса», мы всегда имеем дело с проекцией общей закономерности на разные и неполные наборы элементов. Очень часто независимость ассоциаций может быть следствием свойств конкретного набора. Вероятность ложной интерпретации независимости факторов снижается при разумном планировании эксперимента, учитывая влияние возможных помех, при этом составление плана эксперимента также облегчается при использовании хорошо обозримых факторных диаграмм.

Изучение металлогенической специализации интрузивных комплексов п-ва Тайгонос явилось продолжением работ по многомерному геохимическому картированию, начатым Л. И. Тихомировым и Л. Н. Дуденко [4]. Основные элементы геологического строения и характеристика интрузивных комплексов дается по результатам мелкомасштабных геологических съемок, проведенных в этом районе в 1961—1967 гг., а также по материалам Л. И. Тихомирова [12], [13].

Полуостров Тайгонос приурочен к стыку Охотско-Чукотского и Анадырско-Корякского мегаблоков. В его пределах достаточно отчетливо намечаются три структурно-формационные зоны: северо-западная, центральная и восточная, с каждой из которых связано формирование и развитие определенного интрузивного комплекса (рис. 1).

В северо-западной структурно-формационной зоне развит позднеюрский комплекс гранитов и аляскитов гранитовой формации: изометричные массивы батолитового типа, прорывающие архейские и протерозойские толщи. По составу это кислые и ультракислые граниты с повышенной глиноземистостью и преобладанием натрия над калием. Проявления магматизма приурочены к блоку с повышенной мощностью коры существенно сиалического типа (комплекс I на рис. 1).

Параллельно зоне сопряжения северо-западной и центральной структурно-формационных зон, по обрамлению кристаллического выступа фундамента размещается цепочка интрузивных массивов гранитоидов раннемелового комплекса гранит-гранодиоритовой формации (комплекс II на рис. 1). Морфология массивов контролируется зоной разлома.

Цепь массивов восточной зоны вдоль регионального разлома в западной окраинной части закладывающегося в раннем мелу геосинклинального трога составляет раннемеловой комплекс габбро-диорит-гранитовой формации. Фации этого комплекса пространственно обособлены: в северной части (по данным

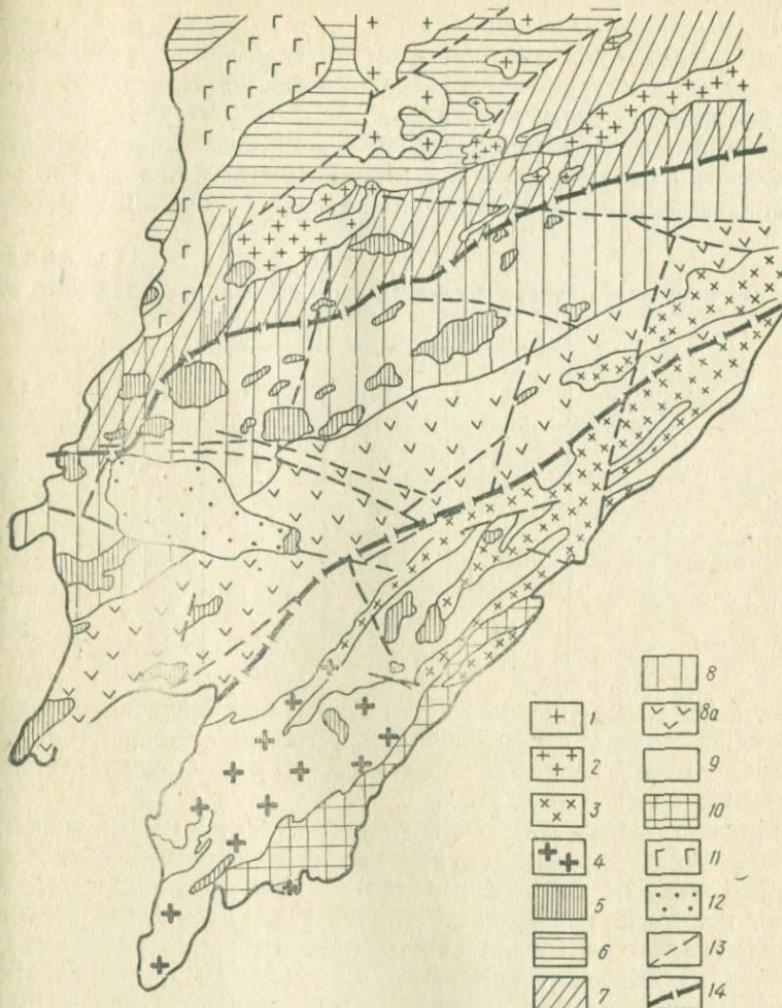


Рис. 1. Схема размещения массивов интрузивных пород на территории п-ва Тайгонос:

1 — граниты и аляскиты гранитовой формации (комплекс I); 2 — гранодиориты, граниты и аляскиты гранодиорит-гранитовой формации (комплекс II); 3 — габбро, диориты, гранодиориты габбро-диорит-гранитовой формации (комплекс IIIa); 4 — диориты, гранодиориты и граниты габбро-диорит-гранитовой формации (комплекс IIIb); 5 — гранит-порфирь и гранодиорит-порфирь гипабиссальных интрузивов комплекса IV.

Некоторые элементы геологии и тектонического строения:

6 — выступ архейско-протерозойского кристаллического фундамента; 7 — выступы палеозойского фундамента; 8 — пологое крыло Северо-Тайгоносского синклиниория с гипабиссальным интрузивным комплексом; 8a — ядро Северо-Тайгоносского синклиниория (вулканоген); 9 — Южно-Тайгоносский антиклиниорий; 10 — краевая часть Пенжинского синклиниория (серпентиниты); 11 — палеоценовые депрессии, заполненные потоками базальтов; 12 — неогеновая депрессия; 13 — наиболее крупные разломы; 14 — границы структурно-формационных зон.

съемки — глубоко эродированной) преобладают габбро, диориты и гранодиориты (комплекс III а), в южной, менее эродированной — гранодиориты и граниты (комплекс III б). Породы принадлежат к бедной щелочами известковистой серии с резким преобладанием натрия над калием.

Отметим, что на основании изучения состава, структуры и морфологии метаморфических и гранитоидных пород этой зоны Г. Е. Некрасов связал образование гранитно-метаморфических

Таблица 1
Средние содержания рудных элементов в гранитоидах п-ва Тайгонос, г/т

Элементы	Комплексы				
	I	II	IIIa	IIIb	IV
Медь	13	20	29	15	20
Молибден	1	5	1	1	6
Свинец	7	11	12	12	18
Олово	2	4	2,6	2,6	7
Цирконий	310	270	431	300	360
Иттрий	9	7	16	10	14
Бериллий	2	2	2,5	2	2
Стронций	90	270	206	97	350

серий в Восточно-Тайгоносском поясе с тектоническими движениями по надвигу с обособлением в тыловой части надвига (в пределах развития комплексов III б, III а) (легкого гранитно-метаморфического ядра [8]).

Наконец, в пределах Центральной зоны, асимметричной грабен-синклинали с узким и крутым юго-восточным и пологим северо-западным крылом, в зонах линейных складчатых дислокаций пологого крыла сосредоточены цепочки посторогенных гипабиссальных интрузий гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров позднемелового комплекса (комплекс IV на рис. 1). Породы комплекса крайне известковистые (индекс Пиккока 59,5). Массивы имеют форму штоков или этмолитов с резко секущими по отношению к вмещающим породам kontaktами и характеризуются широким развитием пропилитизации, окварцевания, серпентизации и пиритизации.

Средние содержания редких и рудных элементов для пород всех комплексов не превышают кларковых и незначительно превышаются лишь в гранитоидах комплекса IV (табл. 1).

Изучение потенциальной рудоносности интрузивных комплексов производилось по описанной выше схеме. Исходными данными для расчетов послужили 1200 проб коллекции Л. И. Тихомирова. Все пробы подвергались приближенно количественному спектральному анализу на 45 элементов; при математической обработке учитывались 17 элементов, имеющие в породах

значимые вариации: Ti, Mn, V, Cr, Ni, Co, Cu, Pb, Mo, Sn, Sc, Y, Be, Zr, Ga, Ba, Sr.

Анализы усреднялись по элементарным площадкам, которыми являлись или отдельные массивы интрузивных пород, или части крупных массивов определенного петрографического состава, или группы пространственно сближенных мелких массивов. Таким образом, при обработке было использовано 140 средних анализов, каждый объемом 4—7 проб, для пород, характер-

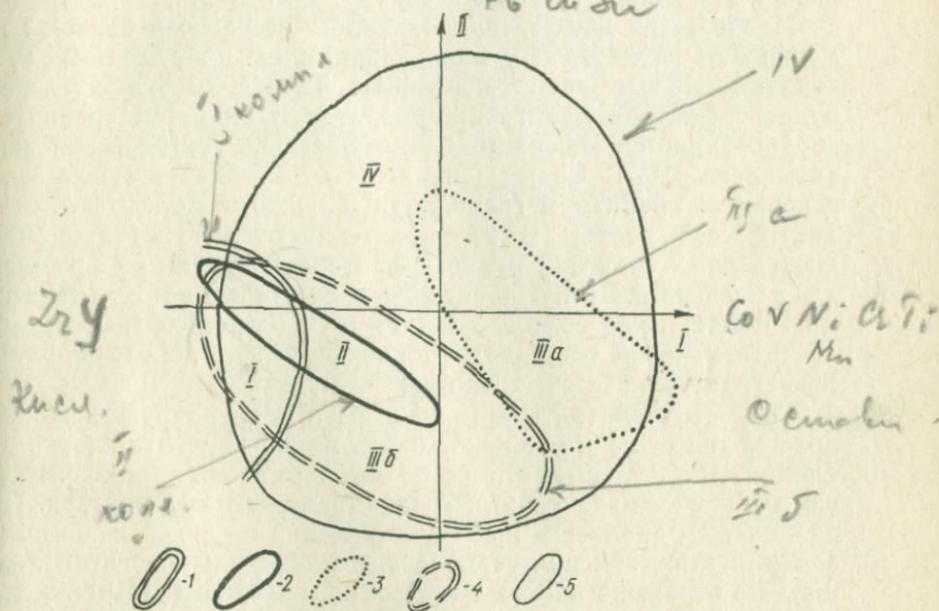


Рис. 2. Диаграмма составов пород интрузивных комплексов в факторных координатах:

1 — область изменения составов пород комплекса I; 2 — область изменения составов пород комплекса II; 3 — область изменения составов пород комплекса III_a; 4 — область изменения составов пород комплекса III_b; 5 — область изменения составов пород комплекса IV.

Ось I — значения фактора I: [+Co, V, Ni, Cr, Ti, Mn—Zr, Y]; ось II — значения фактора II: [+Pb, Cu, Sn].

ризующих комплексы III и IV, и по 30 средних анализов для комплексов I и II. Анализировалась также геохимия нерасчлененного дайкового комплекса по всей территории Тайгоноса (256 проб с вариациями составов от габбро-диабазов до щелочных гранит-порфиров).

На первом этапе вычислялись независимые факторы для интрузивных пород Тайгоноса в целом. На рис. 2 показана упрощенная диаграмма составов пород в факторных координатах I—II факторов. I фактор отражает дифференцированность составов пород, положительное направление оси соответствует росту основности, отрицательное — кислотности. Положитель-

ные значения I фактора коррелируются с накоплением Co, V, Ni, Gr, Ti, Mp..., отрицательные — с падением содержаний базитовых компонентов и с накоплением Zr, Y. Ось II фактора своим положительным направлением отвечает согласованному повышению содержаний Pb, Cu, Sn. Интерпретация независимости рудной ассоциации как свидетельства рудоносности на этом этапе преждевременная, поскольку на диаграмме хорошо видно, что породы каждого комплекса характеризуются собственной структурой изменчивости.

Наибольшая дифференцированность составов и большая изменчивость рудного фактора характерны для комплекса IV (гипабиссальные гранит-порфиры). Также высока дисперсия рудного фактора для габбро-диоритов и диоритов «поднятого эродированного» северного блока Восточно-Тайгоносской зоны (комплекс III_a). Составы их ложатся в область существенно основных. Граниты и гранодиориты южного блока Восточно-Тайгоносской зоны (III_b) характеризуются незначительными дисперсиями значений рудного фактора и в общем сниженным для него фоном. Заслуживает внимания разрыв между значениями I фактора для комплексов III_a и III_b (резко различные области изменения составов), что подчеркивает поперечно-блочную структуру Восточно-Тайгоносской зоны.

Граниты и аляскиты комплексов I и II группируются в «кислом» конце оси I и обладают очень малой изменчивостью ассоциации (Pb, Sn, Cu), зато высокими, аномальными на фоне прочих комплексов значениями «редкометального» II фактора. При дальнейшем анализе и при сопоставлении с дайковым комплексом для этих зон подтвердилась редкометальная специализация, что отражено на рис. 5 выделением «редкометальной зоны».

Разная структура изменчивости разных комплексов заставляет построить анализ внутренней структуры изменчивости для каждой группы отдельно. Опускаем некоторые подробности методики: проверку устойчивости разложения корреляционной матрицы (достигается выделением случайного подмножества исходной выборки и повторением для нее компонентного разложения), а также подтверждение редкометальной специфики комплекса II и частично I. Наиболее интересные результаты анализа комплексов Центральной и Восточной структурно-формационных зон сведены в табл. 2, в которой выписаны «геохимические формулы» ассоциаций для комплексов IV, III_a, III_b и ассоциации в дайках, а также на схематизированных факторных картах (рис. 3 и 4). Для удобства обзора на этих картах условными значками вынесены только повышенные и аномальные значения «рудных факторов» для каждого проанализированного комплекса при значительной разгрузке фактического материала, и учтены поля резких скачкообразных изменений факторных значений.

На рис. 3 и 4 отчетливо видно, что все повышенные значения

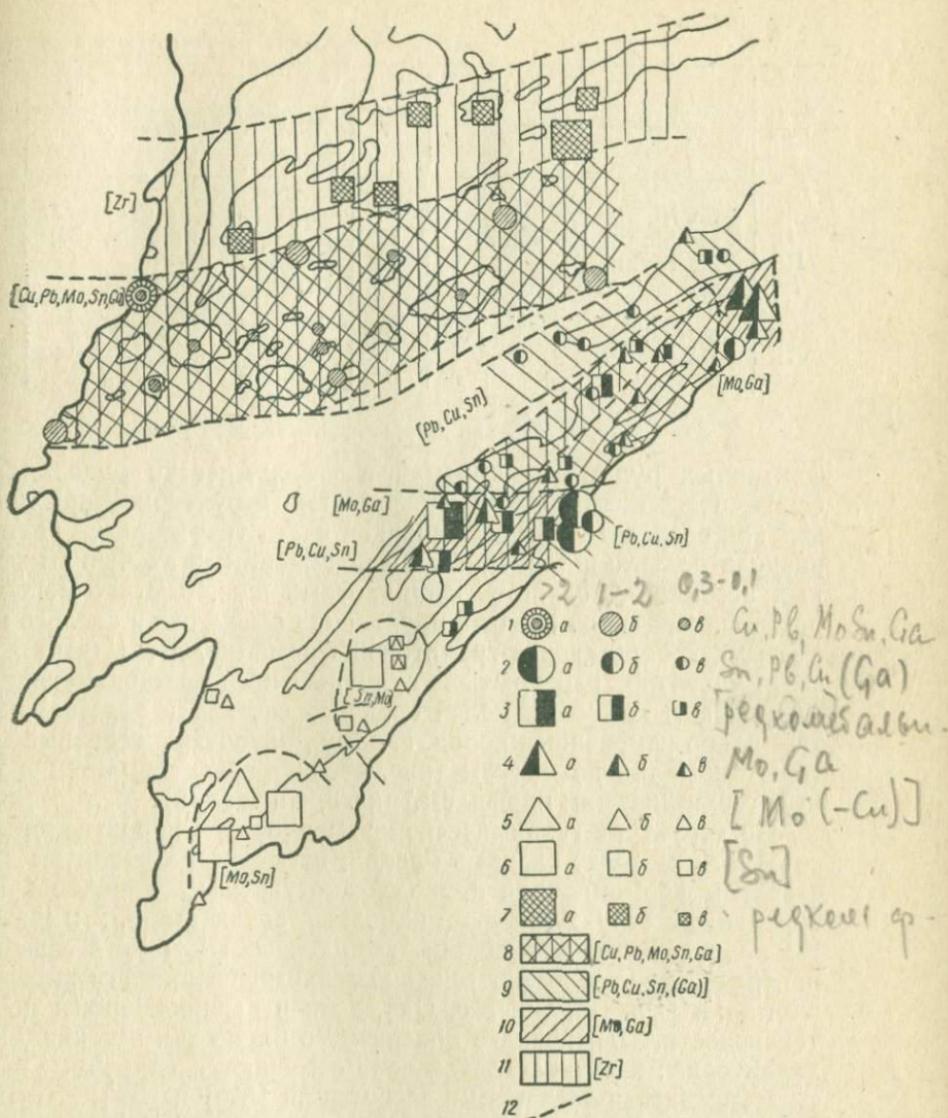


Рис. 3. Схематическая карта значений рудных факторов в интрузивных массивах:

1а, б, в — фактор [Cu, Pb, Mo, Sn, Ga] в Центральной зоне; 2а, б, в — фактор [Sn, Pb, Cu(Ga)]; 3а, б, в — редкометальный фактор и 4а, б, в — фактор [Mo, Ga] в северном блоке Восточно-Тайгансской зоны; 5а, б, в — фактор [Mo(-Cu)] и 6а, б, в — фактор [Sn] в южном блоке Восточно-Тайгансской зоны; 7а, б, в — редкометальный фактор в северо-западной зоне; (а — значения фактора >2,0, б — значения фактора в интервале +1,0—+2,0, в — значения фактора в интервале +0,3—+1,0); 8 — зона с повышенными значениями фактора [Cu, Pb, Mo, Sn, Ga]; 9 — зона с повышенными значениями фактора [Sn, Pb, Cu(Ga)]; 10 — зона повышенных значений фактора [Mo, Ga]; 11 — зона повышенных значений редкометального фактора; 12 — границы областей повышенных значений факторов.

Таблица 2

Распределение геохимических ассоциаций

Факторы	Дайковый комплекс	Вес, %	Центральная зона, комплекс IV	Вес, %
I	+Co, Ni, Ti, Cr, Cu(Ga)—Be	22	-Ni, Co, Mn, V, Cr—Be, Zr	26
II	+Pb, Sn, Cu, Ba—Sc(V)*	12	+Cu, Pb, Mo, Sn, Ga, (Be)*	20
III	+Zr, Y(Ba)*	10	+Sr, Y	9
IV	+Sr	8	+Ti	8
V
VI	-Mo(Zr)	6	.	.
VII	+Mo	5	.	.

* Это факторы, значения которых учитывались при построении рис. 3 и

факторных рудных ассоциаций в «геохимически однородных» фрагментах Центральной и Восточной структурно-формационных зон сосредоточились в северной части территории. Границей раздела полей с повышенными и пониженными значениями рудных ассоциаций служит субширотный шов, в Восточной зоне разграничающий области проявления основного и кислого магматизма габбро-диорит-гранитовой формации, а в Центральной зоне частично перекрытый вулканогеном и маркирующийся сгущениями дайковых полей среднего состава и зонами гидротермально измененных пород. К нему приурочены основные факторы аномалии по дайкам (рис. 4), он разделяет блоки с разным геохимическим профилем (рис. 3, 4 и табл. 2).

По структуре геохимической изменчивости породы комплексов III и IV более схожи в блоках, несмотря на различия в составах и формационной принадлежности, чем в линейно ориентированных структурно-формационных зонах (табл. 2 и рис. 3). На картах видно, что породы комплексов III и IV в северном поперечном блоке имеют близкий геохимический тип факторных аномалий [Pb, Sn, Cu, Mo, Ga], хотя и различающихся по интенсивности. Для южного поперечного блока эти ассоциации не характерны: в юго-восточной зоне отмечаются единичные точки с повышенными значениями ассоциаций [Mo] и [Sn]. Учитывая обширные размеры территории, сосредоточенное повышение значений рудных ассоциаций в северном поперечном блоке по сравнению с южным позволяет оценивать первый как потенциально перспективный.

Сходство положения аномальных полей рудных ассоциаций как по дайкам, так и по интрузивным массивам (схемы 3 и 4), позволяет говорить не только о потенциально рудоносных цепочках интрузивов, но и потенциально рудоносных зонах. С учетом масштаба работ зоны сгущения повышенных значений рудных ассоциаций с вариациями в положительной области фак-

факторов по комплексам

Восточно-Тайгоносская зона			
Комплекс III а, поднятый блок	Вес, %	Комплекс III б, опущенный блок	Вес, %
+Ni, V, Co, Mn, Sc, Cr—Ba, Zr(Be)	27	+Co, V, Ti, Ni, Cr, Sc—Pb(Ba)	25
+Sn, Pb, Cu(Ga)*	15	-Sc, Y, Ba	14
+Be, Y(Zr)*	12	-Sr(Ga)	10
+Mo, Ga*	8	(Cr, Ni, Pb)	9
+Y	7	+Mo(—Cu)*	8
.	.	+Be(Zr)—Sn*	6
.	.	-Sn, Be*	5

торных осей следует интерпретировать и как зоны возможной локализации оруденения. На рис. 3—5 видно, что выделенные в этом масштабе максимально перспективные зоны совпадают с широтными и северо-восточными ограничениями крупных тектонических блоков.

Итак, по результатам геохимического исследования нам пришлось акцентировать внимание на несколько иной (по сравнению с общепринятой к настоящему времени) схеме тектонического районирования п-ва Тайгонос. В пределах Центральной и Восточной структурно-формационных зон, имеющих согласную с простиранием основных структур Тихоокеанского пояса северо-восточную ориентировку, отчетливо выделяются два блока с резко различным металлогеническим профилем, занимающие секущую позицию по отношению к этим структурам. Породы комплексов III и IV в северном «перспективном» блоке потенциально рудоносны, причем геохимический тип возможного оруденения характеризуется ассоциациями Pb, Sn, Cu, Co, Ga, тогда как в южном блоке вероятны приуроченные к единичным массивам точки с оловянным и молибденовым оруденением.

В задачу этой статьи не входит геологический анализ, подтверждающий поперечную блоковую структуру Тайгоноса. Однако заметим, что при внимательном направленном изучении данные региональных съемок не противоречат этому представлению. Отметим, например, развитие палеогенового базальтоидного вулканизма в северном блоке при отсутствии такового в южном, или развитие в южном блоке депрессионных структур в неогене.

На рис. 5 приведена составленная на основе изложенных результатов анализа сводная схема геохимического районирования Тайгоноса с выделением «потенциально перспективных» зон. Область развития гранит-гранодиоритового раннемелового комплекса в обрамлении выступа кристаллического фундамента

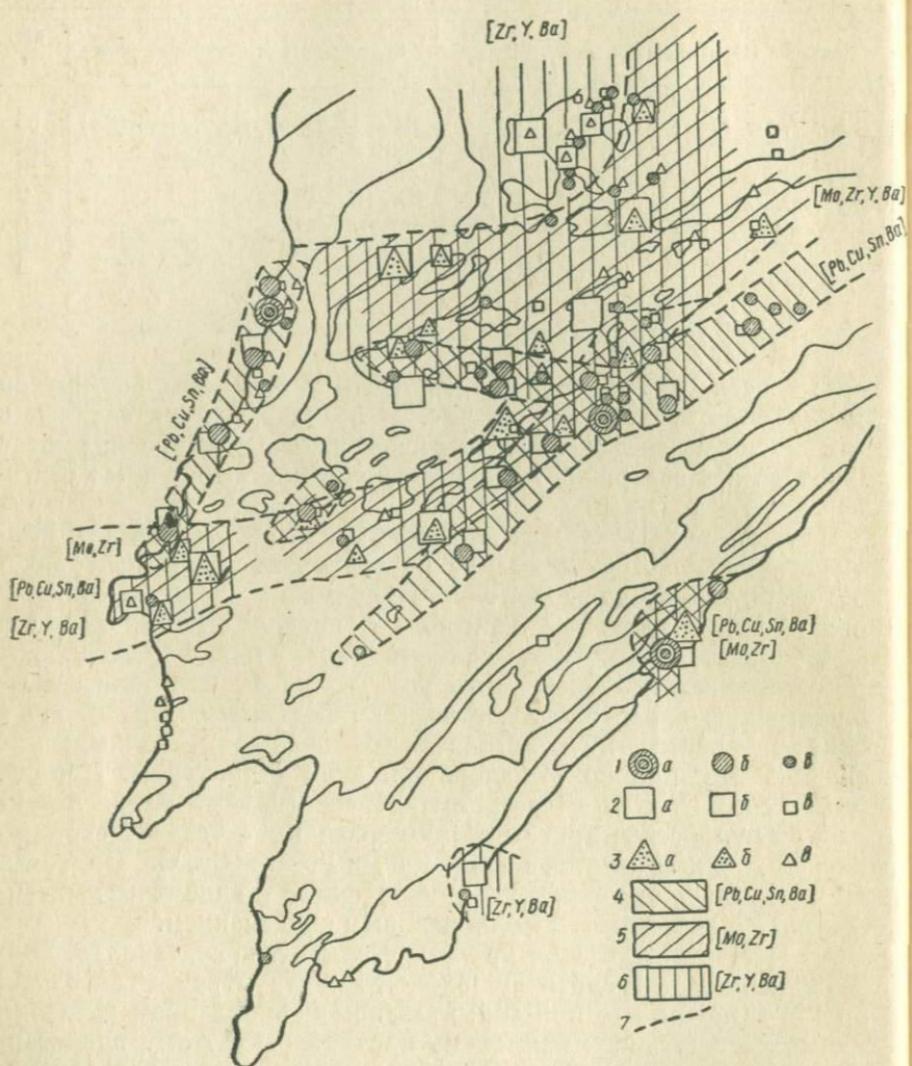


Рис. 4. Схематическая карта значений рудных факторов в дайках п-ва Тайгомос:

1 а, б, в — фактор II $[Pb, Sn, Cu, Ba]$; 2 а, б, в — фактор III $[Zr, Y(Ba)]$; 3 а, б, в — факторы VI и VII (суммарно): $[Mo(Zr)]$ (а — значения факторов $>2,0$, б — значения факторов интервале $+1,0—+2,0$; в — значения факторов в интервале $+0,3—+1,0$); 4 — область повышенных значений фактора II $[+Pb, Sn, Cu, Ba]$; 5 — область повышенных значений факторов VI и VII $[+Mo(Zr)]$; 6 — область повышенных значений фактора III $[+Zr, Y(Ba)]$; 7 — границы областей повышенных значений факторов в дайках.

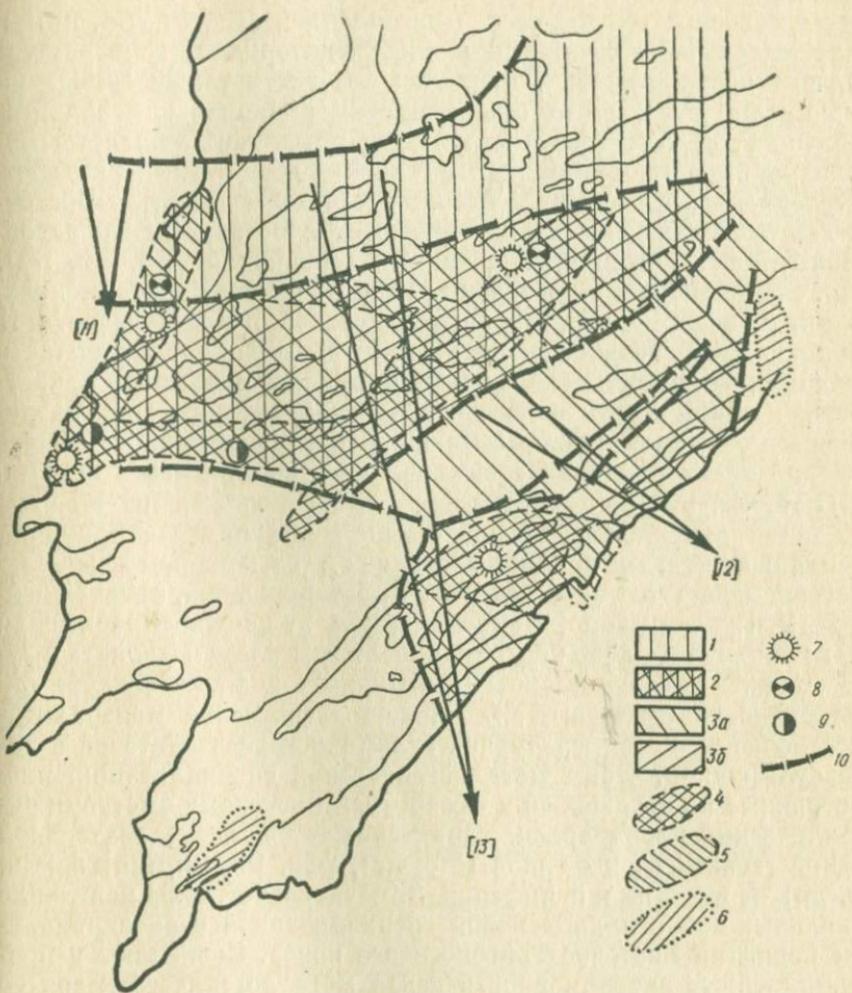


Рис. 5. Схема геохимического районирования п-ва Тайгенонос:

1 — редкометальная с молибденом зона; 2 — потенциально перспективная зона I порядка, геохимический тип [Pb, Cu, Sn, Mo]; 3 — потенциально перспективная зона II порядка, геохимический тип подзон: 3а — [Pb, Cu, Sn], 3б — [Mo].

Области максимально аномальных значений рудных факторов, первоочередные зоны геохимического типа: 4 — [Pb, Cu, Sn, Mo]; 5 — [Pb, Cu, Sn]; 6 — [Mo]. Известные рудопроявления: 7 — Mo, Cu; 8 — Mo, Pb, Zn, Cu, As; 9 — Pb, Cu, Zn, Ag;

10 — границы главных геохимических зон.

Направления векторов, характеризующих распространение возможной минерализации в пространстве: 11 — вектор убывания редкометальной минерализации; 12 — вектор убывания олово-полиметаллической и полиметаллической минерализации; 13 — направление смены зон с металлогенической специализацией от «редкометального» типа к «полиметаллическому» типу.

потенциально перспективна на редкометальную минерализацию. В целом перспективный северный блок к югу от редкометальной зоны подразделяется на следующие зоны: I порядка, характеризуется сквозной геохимической ассоциацией [Cu, Pb, Sn, Mo] и максимальными значениями рудных факторов. К зоне «потенциально перспективной I порядка» относится также «клин» на сопряжении субширотного шва и субмеридиональной надвиговой (по Г. Е. Некрасову) структуры; здесь также область совмещения высоких и аномальных значений всех рудных факторов. В северном блоке массивы габбро-диоритов и диоритов Восточно-Тайгоносской зоны характеризуются пространственно разобщенными повышенными значениями ассоциаций [Pb, Cu, Sn], [Mo, Ga]; значения и дисперсии рудных факторов здесь несколько ниже, поэтому область названа «зоной перспективности II порядка». Как первоочередные оконтурены локальные области максимально аномальных значений рудных факторов; в частности, к таким зонам отнесена зона субширотного шва, разделяющего северный и южный блоки. Все известные на Тайгоносе рудопроявления совпали с выявленными аномальными полями.

Отметим, что региональная геохимическая зональность, выраженная в последовательной смене зон с различной рудной специализацией, в принципе сходна с региональной зональностью смены геохимических типов месторождений, отмечавшейся Д. В. Рундквистом [10]: зональность от центра к периферии по отношению к ранее консолидированным блокам характеризуется сменой более «высокотемпературной» редкометальной, или молибденовой с оловом, или олово-вольфрамовой минерализацией более низкотемпературной сульфидно-кассiterитовой и далее сульфидной. Зоны металлогенической специализации, рассмотренные по отношению к Северо-Тайгоносскому выступу кристаллических пород архея, характеризуются последовательной сменой геохимических типов [Mo, Zr], [Cu, Pb, Sn, Mo] и [Cu, Pb, Sn] от выступа к периферии. Замечательно также появление локальных зон с молибденовой специализацией в антиклинальном поднятии Восточно-Тайгоносского пояса. Совпадают и пространственные закономерности связи металлогенических зон со структурно-формационными: зоны геохимической рудной специализации занимают секущую позицию по отношению к структурно-формационным под острым углом. На рис. 5 стрелками показано направление смены геохимических типов зон рудной специализации. Возможно, что основной принцип региональной зональности оруденения, сформулированный Д. В. Рундквистом для триады «выступ — прогиб — антиклинальное поднятие», может быть экстраполирован на этот предельный случай геохимического районирования территории по типам металлогенической специализации, то есть на тот случай, когда оруденение либо не проявилось (но возможно), либо еще не обнаружено, но тенденции геохимической дифференциации уже сказались в перестрой-

ке структуры взаимосвязей элементов. Такая экстраполяция вполне правдоподобна, если допустить, что металлогенический профиль территории формируется в ходе эволюционного развития еще до реализации конкретного оруденения.

В заключение остановимся на одной особенности описанного подхода. Модель, на основе которой развивалась соответствующая методика, базировалась на очень общих, в некотором смысле тривиальных посылках (устойчивом характере главной тенденции изменчивости химизма магматических пород, допущении о ее линейной аппроксимации). Однако именно общность предпосылок, их несвязанность с конкретной ситуацией или локальной гипотезой, делает эту модель применимой при исследовании разных типов магматических образований и в разных масштабах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Голынко И. Н. Изучение закономерностей распределения и концентрации химических элементов магматических пород с помощью многомерного статистического анализа.— В сб.: Научные основы геохимических методов поисков и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, 1972.
2. Голынко И. Н. Геохимическая система, ее структура и свойства.— В сб.: Математизация и автоматизация в геологических исследованиях. Л., 1972.
3. Голынко И. Н. О постановке проблемы потенциальной рудоносности.— В сб.: Программы для ЭВМ БЭСМ-4. Вып. 13—24. Приложение. ОНТИ ВСЕГЕИ, 1974.
4. Дуденко Л. Н., Тихомиров Л. И. Применение факторного анализа для выявления металлогенической специфики гранитоидов.— В сб.: Основные проблемы металлогенеза Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971.
5. Заварический А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1950.
6. Казицын Ю. В. Гипотеза природы металлогенической специализации и некоторые ее минералого-геохимические аспекты.— «Записки ВМО», 1965, ч. 94 вып. 1.
7. Лоули Д., Максвелл Л. Факторный анализ как статистический метод. М., «Мир», 1967.
8. Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм п-ва Тайгонос и Северо-Западной Камчатки. Автorefерат канд. дис., М., 1972.
9. Руб М. Г., Коптев-Дворников В. С. Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов.— В сб.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970.
10. Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзено-вые месторождения. М., «Недра», 1971.
11. Тусон Л. В. Факторы потенциальной рудоносности гипабиссальных интрузий гранитоидов. Иркутск, 1970.
12. Тихомиров Л. И. Некоторые особенности геологического строения п-ва Тайгонос.— «Записки Ленинградского горного института», 1969, 58, вып. 2.
13. Тихомиров Л. И. Геологическое строение и полезные ископаемые п-ва Тайгонос. Автorefерат канд. дис., Л., 1970.
14. Шоу Д. М. Геохимия микрозлементов кристаллических пород. Л., «Недра», 1969.
15. Nockolds S. R., Allen R. The geochemistry of some igneous rock series.— «G. C. A.», 1953, 4; 1954, 5; 1956, 9.

I. N. Golynko, L. I. Tikhomirov

THE EVALUATION OF POTENTIAL MINERALIZATION
OF INTRUSIVE COMPLEXES AND GEOCHEMICAL ZONATION
WITH SPECIAL REFERENCE TO TAIGONOS PENINSULA

Summary

The application of principal component analysis for discovering geochemical indicators of potential mineralization of magmatic complexes is discussed in this article. The procedure consists of distinguishing monotypic magmatic groups according to their geochemical variability, discovering stable ore associations within these groups and the analysis of their distribution. Regular alternation of zones with different metalliferous specialization of intrusive complexes starting from uplift to depression and then to anticline rise with cross position of geochemical zones in relation to structural-formational zones is determined with this method on Taigonus peninsula; cross-block structure of the region is established for the first time; areas of probable localization of mineralization are established.

С. В. МЕТАЛИДИ, канд. геол.-мин. наук,
Трест «Киевгеология»

ГЕОХИМИЯ И РУДОНОСНОСТЬ
СУЩАНО-ПЕРЖАНСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Район исследований располагается в центральной части Сущано-Пержанской тектонической зоны — крупной разломной структуры платформенного типа краевой северо-западной части Украинского щита.

Внутреннее строение ее характеризуется наличием систем разрывов: главных субширотных зон катаклаза, милонитизации, брекчирования и секущих (поперечных и диагональных по отношению к основному направлению) меридионального направления.

Пересечения разнонаправленных зон напряжений явились путями проникновения магматического материала и определили Сущано-Пержанскую зону, как область преимущественного развития гранитоидных формаций, обусловили широкое проявление метасоматических процессов и связанных с ними редкometальных месторождений полевошпатовой формации.

Район сложен среднепротерозойскими эфузивными породами кировоградского и осницкого комплексов и в различной степени метасоматически измененными гранитами верхнего протерозоя, имеющих доминирующее развитие.

По степени изменения, структурно-текстурным особенностям, минеральному составу, типоморфным свойствам минералов, петрохимическим и геохимическим чертам в центральной части зоны выделяются следующие разновидности гранитов.

1. Граниты мелко-среднезернистые гнейсовидные, сиенито-

подобные (львовковские), образующие вытянутый вдоль южных границ зоны массив.

Под микроскопом структура их гранобластовая, в единичных случаях с реликтами микропегматитовых прорастаний: калишпат-пертита кварцем. Минеральный состав: плагиоклаз 1—10%, калишпат-пертит — 55—60, кварц — 25, биотит — 2—3% и единичные зерна рудных, циркона, циртолита, флюорита и сфена.

2. Граниты серовато-розовые, массивные, среднезернистые с голубоватым кварцем (сырницкие) распространены в южной и восточной части зоны и вытянуты в виде узкой полосы, обрамляя с юга пержанские граниты.

Микроструктура гипидиоморфнозернистая, гранофировая, нередко бластогранитовая.

Минеральный состав: плагиоклаз — 1—15%, калишпат-пертит, — 60—65, кварц — 30, биотит — 3—4, амфибол — 1%; акцессорные — циркон, ататит, сфеен, вторичные — серицит, хлорит, кальцит, гидроокислы железа; минералы пневматолитогидротермального ряда: флюорит, циртолит.

3. Граниты крупнозернистые, местами пегматоидные, серовато-розовые, массивные, редко грубогнейсовидные (хочинские), развиты в северной части зоны.

Микроструктура бластогранитовая, реже гипидиоморфно-зернистая, иногда бластоцементная.

Минеральный состав: калишпат-пертит — 50—60%, кварц — 25—35, альбит — 5—30, биотит — 3—5, микроклин — 1%, единичные зерна циркона, циртолита, монацита, флюорита, рудных.

4. Мелкозернистые граниты распространены в виде небольших тел линзообразной формы среди всех разновидностей гранитов зоны. Для них характерно колебание состава, что объясняется различной степенью метасоматической переработки. Это темно-серые, серые, розовато-серые породы массивной, нередко четко гнейсовидной текстуры. Микроструктура их гетеробластовая с гранобластовым строением кварцевых участков.

Минеральный состав: калишпат-пертит — 50—60%, альбит — 5—30, микроклин — 1—10, кварц — 25—30, биотит — 3%; флюорит, циркон, циртолит — единичные зерна.

5. Пержанские граниты образуют массив протяженностью более 18 км при ширине 1,0—1,2 км в осевой части Сущано-Пержанской зоны. Макроскопически — это буровато-розовые, серовато-розовые порфировидные и гнейсовидные породы. Структура бластогранитовая, бластоцементная, реже порфиробластовая.

Минеральный состав: калишпат-пертит — 50—60%, альбит — 5—20, микроклин — 1—10, кварц — 25, биотит — 3%; флюорит, циртолит, галенит, кассiterит, гентгельвин, колумбит, фенакит, молибденит — единичные зерна.

Петрохимические характеристики описанных гранитов при-

ведены в табл. 1, откуда следует, что по петрохимическим параметрам породы района можно подразделить на две группы:

а) граниты обрамления: кировоградские — осницкие — устиновские;

б) граниты Сущано-Пержанской зоны, которые по степени метасоматического изменения можно расположить в такой ряд: неизменный осницкий гранит — метасоматически измененные

Таблица 1

Петрохимические характеристики основных типов гранитов Сущано-Пержанской зоны

Породы	$\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO}}$	Коэффициент щелочности ($\text{Na} + \text{K}$) — Ca	$\frac{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Fe}+3}{\text{Fe}+2}$	Коэффициент альбитизации		$\frac{\text{Al}}{\text{Si}}$	$\frac{\text{K}}{\text{Rb}}$	$\frac{\text{Mg}}{\text{Li}}$	$\frac{\text{Nb}_2\text{O}_5}{\text{Ta}_2\text{O}_5}$
Гранит кировоградский	2,5	4,2	0,49	0,20	2	0,21	304	170	10	
осницкий	4,8	4,83	0,51	1,28	1,1	0,24	239	188	10	
устиновский	4,7	5,79	0,60	0,48	1,27	0,21	137	134	20	
хочинский	9,5	6,33	0,64	0,68	0,77	0,22	73	66	20	
сырнищий	10,0	6,01	0,69	0,52	0,6	0,18	134	60	17	
львовковский	15,4	7,4	0,77	0,54	0,63	0,19	106	60	13	
мелкозернистый	18,0	4,94	0,52	0,42	1,08	0,20	33	6,4	16	
пержанский	22,0	6,88	0,80	0,68	0,90	0,17	58	3,9	7,2	
Сиениты лейкократовые	13,3	10,08	0,79	1,26	0,23	0,32	90	135	12	
меланократовые	6,9	8,18	0,70	0,92	1,12	0,31	330	136	17	

гранит сырнищий — гранит львовковский — гранит хочинский — гранит пержанский и мелкозернистый.

Изучение геохимических особенностей этих гранитов Сущано-Пержанской зоны на основе количественных определений позволяют с достаточной уверенностью констатировать их редкометальную специализацию.

Бериллий. Распределение бериллия в породах северо-западной части щита изучено слабо. Оно отражено в немногочисленных работах украинских исследователей [6, 10].

Количественные определения содержаний бериллия в гранитах Сущано-Пержанской тектонической зоны свидетельствуют о том, что в ходе дифференциации вещества в интрузивных и метасоматических породах содержания его закономерно изменяются в широких пределах, достигая максимальных значений в образованиях поздних фаз (табл. 2).

Так, среднее содержание бериллия в неизмененных осницких гранитах за пределами Сущано-Пержанской зоны не превышает 0,0005% при колебаниях от 0,0001 до 0,0009%, в более поздних

устиновских — 0,0007% (пределы 0,0005—0,001%) и метасоматически слабо измененных сырнищих, хочинских, львовковских гранитов в сравнении с осницким гранитом, среднее содержание бериллия от 0,00064 достигает 0,0009%, т. е. превышает в 1,7 раза кларк бериллия в гранитоидах (табл. 2).

Среднее содержание бериллия в интенсивно метасоматически измененных породах — мелкозернистых и пержанских гранитах, колеблется от 0,0021 до 0,0031%, при максимальных значениях соответственно 0,005 и 0,0086%, что в 1,5—2 раза выше по содержанию, чем наиболее богатые граниты Урала [8]. Эти данные характеризуют все граниты Сущано-Пержанской зоны как породы повышенной бериллиеносности.

Из вышеприведенного вытекает, что изменение содержания бериллия в породах находится в прямой зависимости от степени метасоматического изменения. От осницких к пержанским мелкозернистым гранитам происходит неуклонное накопление бериллия, достигающее рудной концентрации. Как отмечает В. С. Коптев-Дворников [8], для некоторых бериллиеносных гранитоидов территории СССР увеличенное содержание бериллия в гранитах связано с процессами альбитизации и грейзенизации. В Сущано-Пержанской зоне наиболее высокие концентрации бериллия связаны с некоторыми альбитизированными мелкозернистыми и пержанскими гранитами.

Тантал и ниобий. Геохимия tantalа и ниobia в гранитоидах северо-запада Украинского щита в литературе освещена мало [10].

Гранитоиды обрамления Сущано-Пержанской зоны в большинстве своем бедны tantalом. Кировоградские, осницкие, устиновские граниты характеризуются содержаниями tantalа, близкими к кларку (0,0003%), в то время как ниобий незначительно, но неуклонно, накапливается от 1,5 кларков в кировоградских до 3 кларков (0,006%) в устиновских гранитах. Это объясняется, очевидно, тем, что ниобий по свойствам ближе к титану, чем tantal, и повышенное содержание титана в указанных породах обеспечило изоморфное вхождение ниobia в решетку таких широко распространенных в осницких гранитах минералов, как сфен, титаномагнетит, ильменит и слюды.

В метасоматически измененных гранитах Сущано-Пержанской зоны содержание пятиокиси tantalа постепенно возрастает от 0,0003% в слабо измененных львовковских и сырнищих до 0,0025% в пержанских гранитах, пятиокиси ниobia — от 0,004 до 0,018%.

Как видно из табл. 2, в интенсивно метасоматически измененных гранитах накопление tantalа по сравнению с ниобием происходит быстрее: ниобий — от 2 кларков в львовковских, до 9 кларков в пержанских гранитах; tantal — от 0,8—7,1 кларка. Это объясняется обогащением в процессе метасоматоза пород цирконием (от 0,02 до 0,055%) и возможностью изоморфного

Таблица 2

Средние содержания и коэффициенты концентрации редких, щелочных, рассеянных элементов и фтора в породах Сущано-Пержанской тектонической зоны (по данным количественного анализа)

Породы	Be	Sn	Zn	Pb	ETR	Zr	Li	Rb	Средние
Граниты:									
кировоградские (2)	0,0003	0,0002	0,0052	0,0015	0,008	0,001	0,003	0,012	
мелкозернистые (28)	0,0031	0,0033	0,033	0,0017	0,083	0,045	0,017	0,075	
осницкие (18)	0,0005	0,0006	0,0087		0,024	0,022	0,0025	0,014	
устиновские (4)	0,0007	0,0015	0,044	0,0038	0,07	0,02	0,0026	0,026	
львовковские (16)	0,0007	0,001	0,023	0,0028	0,073	0,052	0,0024	0,045	
сырнищие (18)	0,0006	0,0014	0,012	0,0046	0,073	0,034	0,0029	0,033	
хочинские (15)	0,0009	0,0016	0,014	0,0029	0,15	0,032	0,0031	0,058	
пержанские (52)	0,0021	0,0076	0,043	0,0091	0,096	0,055	0,020	0,07	
сиениты лейкократовые (6)	0,0006	0,0024	0,026	0,005	0,13	0,084	0,0016	0,106	
меланократовые (17)	0,0013	0,0028	0,016	0,0063	0,20	0,16	0,0047	0,015	
Кларковые содержания в кислых породах (по А. П. Виноградову, 1962 г.)	0,00055	0,0003	0,006	0,002	0,015	0,02	0,004	0,02	

Коэффициенты

Граниты:									
кировоградские	0,6	0,6	0,9	0,7	0,5	0,05	0,8	0,6	
мелкозернистые	6	11,0	5,5	3,1	5,5	2,2	4,2	37	
осницкие	1	2	1,4	0,8	1,6	1,1	0,5	0,7	
устиновские	1,3	5	7,3	1,9	4,7	1,0	0,6	1,3	
львовковские	1,3	3	4	1,4	4,9	2,6	0,6	2,2	
сырнищие	1,1	5	2,0	2,3	4,9	1,7	0,7	1,6	
хочинские	1,7	5	2,3	1,5	10,0	1,6	0,8	2,9	
пержанские	4	24	7,1	4,6	6,4	2,7	5,0	3,5	
меланократовые	2	9	2,7	—	8,6	8,0	1,0	0,7	
лейкократовые	1,1	8	4,3	—	13,0	4,2	0,4	5,0	

* В скобках указано количество проб.

вхождения тантала в цирконы и циртолиты пержанских гранитов, а также образованием собственных минералов тантала при преимущественном развитии процессов альбитизации. По своей тантало- и ниобиеносности пержанские граниты близки к мезозойским колумбитоносным гранитам Северной Нигерии.

Щелочные породы Сущано-Пержанской зоны (сиениты меланократовые и лейкократовые) богаты танталом и ниобием. Содержание Ta_2O_5 в первых колеблется от 0,0004 до 0,0016% при среднем 0,0008%, во вторых — 0,0009—0,001%, достигая 3-кратной концентрации по сравнению с кларком его для гранитов;

Cs	Mo	Ti	Ga	Ge	In	Cd	F	Ta_2O_5	Nb_2O_5
<i>содержания</i>									
0,001	0,0001							0,025	0,0003
0,0005	0,0005	0,00075	0,017	h/o	h/o	0,23	0,41	0,0008	0,013
0,0001	0,00014	h/o	0,0017	h/o	h/o		0,048	0,0003	0,003
0,0022	0,0002	0,0016	h/o	h/o	h/o		0,07	0,0003	0,006
0,0002	0,0002	h/o	0,0013	h/o	h/o		—	0,0003	0,004
0,0009	0,003	0,0002	0,0033	h/o	h/o		0,029	0,0003	0,005
0,0055	0,0007	h/o	0,003	h/o	h/o		0,20	0,0006	0,012
0,0009	0,0002	—	—	—	—	0,004	0,44	0,0025	0,018
0,0005	0,0006	0,0012	0,002	h/o	h/o	0,003	0,43	0,001	0,012
0,0005	0,0008	0,0006	0,002	h/o	h/o	—	0,4	0,0008	0,014
0,0005	0,0001	0,00015	0,002	0,00026	0,00014	0,00001	0,08	0,00035	0,002

концентрации

2,0	1,0	—	—	—	—	—	0,45	0,8	1,5
1,0	5,0	5,0	0,8	—	—	2300	5,0	2,3	6,5
0,2	1,4	—	0,8	—	—	—	0,6	0,8	1,5
—	2,2	1,3	0,8	—	—	—	0,9	0,8	3,0
—	2,0	—	0,6	—	—	—	—	0,8	2,0
1,8	3,0	1,3	1,9	—	—	—	0,35	0,8	2,5
1,1	7,0	—	1,5	—	—	—	2,2	1,7	6,0
1,8	2,0	—	—	—	400	—	5,5	7,1	9,0
1,0	8,0	4,0	1,0	—	—	—	5,0	2,3	7,0
1,0	6,0	8,0	1,0	—	300	—	5,4	2,8	6,0

пятиокиси ниobia — от 0,011 до 0,014% при среднем 0,012%, что в 6—7 раз выше кларка.

Олово. Оловоносность северо-западной части щита освещена Л. С. Галецким и О. В. Зинченко [3].

Приведенные в табл. 2 сведения о содержании олова в гранитах подтверждают данные В. С. Коптев-Дворникова и М. Г. Руб [8] об обогащенности послемагматических образований интрузивных комплексов.

Если среднее содержание олова в древних кировоградских гранитах составляет 0,0002%, а в гранитах более позднего (ос-

ницкого) комплекса повышается до 0,0006—0,0015%, то в метасоматически измененных гранитоидах оно достигает 0,0072%, т. е. 24 кларка. По сравнению с осницкими гранитами концентрация олова в них выше в 12 раз.

Неизмененные граниты района Сущано-Пержанской зоны не содержат акцессорного кассiterита; последний встречается в их метасоматических производных, в более существенных количествах — в пержанских гранитах.

Щелочные породы также обогащены оловом, причем в меланократовых сиенитах отмечается и большая концентрация (0,0028%), чем в лейкократовых (0,0024%). Это связано с возможностью сравнительно легкого вхождения олова в решетку роговых обманок и биотита.

Цирконий и редкие земли. Несмотря на указанную обогащенность гранитоидов Украины редкими землями, среднее содержание их в кировоградских гранитах не достигает кларкового значения, пегматоидные же их разновидности и неизменные граниты по обогащенности в 1,5—4 раза превосходят молодой осницкий комплекс (табл. 2). Бедны эти граниты и цирконием (0,001%); кларковые концентрации устанавливаются в осницких и устиновских гранитах (0,02—0,022%).

В ряду неизмененный осницкий гранит — метасоматически измененные сырницкие — львовковские — хочинские — мелкозернистые — пержанские граниты наблюдается возрастание содержаний циркония от 0,022 до 0,055%, редких земель — от 0,024 до 0,15%, т. е. концентрация циркония выше в 2,7 раза, а редких земель — в 10 раз. Это подчеркивает связь с количеством щелочей: калия и натрия.

Щелочные породы обогащены редкими землями и цирконием, причем в меланократовых сиенитах отмечается почти вдвое большая концентрация, чем в лейкократовых.

Литий, рубидий, цезий. Поведение их в породах Сущано-Пержанской зоны отличается от характера распределения описанных выше редких элементов. Прежде всего отмечается обедненность литием интрузивных пород обрамления зоны, слабо метасоматически измененных гранитов и лейкократовых сиенитов центральной части Сущано-Пержанской зоны. Содержания его в кировоградских, осницких, устиновских, львовковских, сырницких и хочинских гранитах не превышает 0,0031%, т. е. не достигает кларка для кислых пород (табл. 2). В то же время отмечается скачкообразное увеличение концентрации его в интенсивно метасоматически измененных мелкозернистых и пержанских гранитах до 0,017 и 0,02% соответственно, т. е. в 4—5 раз выше кларка для гранитов, или 8—100-кратная концентрация по сравнению с осницкими гранитами.

Рубидий и цезий распределяются более равномерно в гранитоидах и щелочных породах района. Кировоградские граниты обеднены рубидием (коэффициент концентрации 0,6), в то время

как цезием они обогащены почти вдвое больше по сравнению со всеми породами Сущано-Пержанской зоны.

Содержание рубидия постепенно возрастает от поздних дифференциатов осницкого комплекса — устиновских гранитов к метасоматически измененным сырнишским, львовковским, хочинским, пержанским, мелкозернистым гранитам, достигая 0,075% или 3,7 кларка. Максимальные концентрации рубидия отмечаются в лейкократовых сиенитах — 0,106%.

Содержание цезия в этих породах не превышает 0,0009%, в сиенитах лейкократовых и меланократовых едва достигает кларка — 0,0005%.

Следовательно, в поздних дифференциатах пород осницкого комплекса происходит обогащение рубидием. Это подтверждает полученные ранее выводы О. В. Зинченко [5].

Таллий, галлий, германий, индий, кадмий. Рассеянные элементы в породах Сущано-Пержанской зоны почти не изучались, за исключением таллия, первые сведения о котором даны О. В. Зинченко [4].

Проведенными исследованиями получены первые данные о распространенности их в метасоматически измененных гранитах.

Среднее содержание галляя довольно стабильно для различных гранитоидов. В неизмененных осницких, устиновских, метасоматически измененных львовковских и мелкозернистых гранитах содержания его не превышает 0,0013—0,0017%, т. е. не достигает кларкового для кислых пород. Наибольшие концентрации его зафиксированы в хочинских (0,003%), сырнишских (0,0038%) и пержанских (0,0045%) гранитах. Накопление последнего здесь, вероятно, связано с метасоматической переработкой пород.

Таллий из всех проанализированных проб гранитоидов обнаружен лишь в метасоматически измененных сырнишских (0,0002%), мелкозернистых (0,00075%), пержанских гранитах (0,001%), в меланократовых (0,006%) и лейкократовых (0,0012%) сиенитах.

Индий и германий в гранитоидах Сущано-Пержанской зоны не обнаружены, а кадмий установлен лишь в интенсивно измененных пержанских (0,004%), мелкозернистых гранитах (0,023%) и лейкократовых сиенитах (0,003%) в концентрациях, превышающих кларк в 300—2300 раз.

Фтор. Он — один из самых важных элементов Сущано-Пержанской зоны, четко отражающий условия формирования пород. Распределение его в образованиях района подчеркивает характер и степень метасоматического изменения и образование рудных концентраций элементов. Ранние породы — кировоградские, осницкие, устиновские и слабо измененные сырнишкие граниты бедны фтором. Содержание его изменяется в пределах 0,007—0,043% при кларке в гранитоидах 0,08%.

От сырнишских к хочинским гранитам наблюдается скачко-

образное увеличение содержаний фтора в среднем до 0,2%. В интенсивно метасоматически измененных мелкозернистых, пержанских гранитах оно достигает 0,41 и 0,43% соответственно.

Анализ приведенного материала на содержание редких, щелочных и рассеянных элементов в неизмененных и в различной степени преобразованных породах Сущано-Пержанской зоны позволяет наметить следующие основные тенденции в распределении и миграции их в ходе метасоматического процесса.

Бериллий. Известно, что бериллий хорошо может переноситься как в кислых, так и слабо щелочных растворах. Однако при увеличении щелочности резко понижается подвижность бериллия, что ведет к выпадению его соединений. Весьма важную роль в поведении бериллия играет фтор, как его экстрактор. Несмотря на недостаточность материалов о поведении бериллия на стадии раннего натриевого метасоматоза, отмечаемых А. А. Беусом [2], по нашим данным, намечается тенденция к концентрации бериллия на региональном этапе метасоматоза, на грани калишпатизации и альбитизации, а затем на стадии грейзенизации пород Сущано-Пержанской зоны.

Большая подвижность кремния, чем алюминия, очевидно, является причиной того, что на стадии калишпатизации и альбитизации алюминий быстро осаждается в форме полевых шпатов, и мобилизованный из темноцветных минералов и плагиоклазов исходных пород бериллий вынужден концентрироваться лишь на поздних стадиях регионального этапа метасоматоза в форме фенакита, а не берилла и других алюмосиликатов бериллия.

В процессе регионального метасоматоза перенос бериллия, вероятно, осуществлялся в форме фторидов, представляющих устойчивые и легко мигрирующие осадания.

Тантал и ниобий. Несмотря на превышающие кларк содержания в метасоматически измененных породах Сущано-Пержанской зоны собственные минералы образуются лишь в интенсивно преобразованных пержанских гранитах. Здесь они концентрируются в форме колумбита, танталит-колумбита и очень редко танталита, редкоземельного тантало-ниобита и стрюверита.

Выделение собственных минералов тантала и ниobia, вероятно, связано с высвобождением из изоморфоемких биотитов. Изученные материалы по танталу и ниобию указывают на то, что образование высоких концентраций минералов этих элементов происходит в случае интенсивной дифференциации вещества — появление в локальных зонах мономинеральных фаций зон грейзенов и альбититов) и мобилизацией этих элементов из слюд и минералов-носителей.

Цирконий и редкие земли. Как правило, содержание этих элементов увеличивается в альбитизированных гранитах, причем наиболее высокие отмечаются в щелочных разностях этих гранитов. В породах Сущано-Пержанской зоны резкое повышение

концентрации циркония и редких земель наблюдается в пержанских гранитах. Причем необходимо отметить, что почти во всех метасоматически измененных породах цирконий образует собственные минералы. Он является как бы «сквозным» от материнских пород до поздних метасоматических производных.

Увеличение содержаний циркония в пержанских гранитах и сиенитах достигается за счет мобилизации его из темноцветных минералов. Судя по последовательности выделения минералов, циркон образуется в ранней стадии микроклинизации, а особенно в больших количествах — в участках развития альбитизации, где происходят процессы замещения различных минералов альбитом.

Редкие щелочи (литий, рубидий, цезий). Поведение лития, рубидия и цезия в постмагматическом процессе тесно связано с поведением калия, натрия, кремния и от сочетания последних в кристаллических постройках и условий среды.

Литий максимально накапливается в хочинских, пержанских гранитах в условиях повышения кислотности растворов, обнаруживая тесную связь с процессами альбитизации. Дальнейшее увеличение кислотности растворов ведет к падению концентрации лития.

Минимальные концентрации лития характерны для продуктов ранней и поздней щелочной стадии постмагматического процесса.

Рубидий и цезий, следуя за калием, достигают значительных концентраций в продуктах поздней щелочной стадии. В свою очередь накопление каждого из них относительно калия происходит на разных стадиях постмагматического процесса: рубидия в грейзенах, а цезия — в более низкотемпературных образованиях.

Рассеянные элементы (индий, германий, галлий, таллий, кадмий, индий и германий) в гранитоидах Сущано-Пержанской зоны не установлен.

Содержание таллия и галлия отчетливо повышается от неизмененных к метасоматически измененным гранитам. Это подтверждает данные В. В. Иванова [6] о том, что концентрация галлия связана с высокотемпературным метасоматозом, т. е. с процессом микроклинизации, а таллия — высокотемпературной грейзенизацией.

Олово. Значительно накапливается в процессе постмагматического изменения исходных пород и достигает в пержанских гранитах таких концентраций, что образует акцессорный кассiterит, являющийся типоморфным минералом для пород Сущано-Пержанской зоны.

Вольфрам. Распределение вольфрама в породах и метасоматитах района специально не изучалось. Имеются лишь отрывочные данные автора [11] о его содержании в некоторых разностях метасоматических измененных пород, позволяющие наметить

тенденцию накопления вольфрама в поздние стадии метасоматоза.

Изложенные данные о распределении химических элементов позволяют сделать следующие выводы.

Протерозойские граниты Сущано-Пержанской зоны характеризуются редкометальной специализацией. Из акцессорных элементов для них наиболее характерны бериллий, олово, tantal, ниобий, редкие земли, цирконий, литий, рубидий, цезий, рассеянные элементы и фтор.

Содержание подавляющего большинства указанных элементов повышается от неизмененных гранитов обрамления к метасоматически преобразованным, достигая максимальных концентраций в интенсивно измененных (калишпатизированных, альбитизированных и грэйзенизованных образованиях) пержанских, мелкозернистых гранитах и сиенитах.

Накопление редких элементов в одноименных минералах от неизмененных осницких к пержанским гранитам указывает на рудогенерирующую способность интенсивно метасоматически измененных гранитов зоны, что подтверждает данные В. В. Ляховича [9].

Накопление подавляющего большинства элементов в метасоматически измененных образованиях Сущано-Пержанской зоны происходит за счет мобилизации их из породообразующих минералов пород субстрата (осницких гранитов, гранодиоритов, диоритов, эфузивов осницкой серии) и отложения в форме новообразованных минералов — колумбита, tantalита, кассiterита, бастнезита, циртолита, сидерофиллита, флюорита, магнетита, фенакита и других.

Концентрация редких элементов находится в прямой зависимости от степени метасоматического изменения.

Таким образом, в геологическом строении района и геохимических особенностях пород отмечаются черты рудоносных образований.

К основным критериям рудоносности относятся следующие.

1. Нахождение района в краевой части щита, в зоне верхне-протерозойской активизации, в участке сопряжения разнонаправленных глубинных разломов, каковым является центральная часть Сущано-Пержанской зоны.

2. Преимущественное распространение в районе гранитоидных пород — Сущано-Пержанская зона в основном сложена лейкократовыми гранитами.

3. Широкое развитие в районе тектонических и связанных с ними метаморфических и метасоматических процессов, классическим примером проявления которых является центральная часть Сущано-Пержанской зоны.

4. Редкометальная специализация метасоматически измененных пород, накопление редких элементов в составляющих минералах, указывающих на рудогенерирующую способность.

5. Характерный набор акцессорных минералов пород: колумбит, циртолит, фенакит, бастнезит, магнетит, кассiterит, сидерофиллит и флюорит.

Всем этим признакам рудоносности по своим чертам отвечают пержанские граниты, мелкозернистые граниты и лейкократовые сиениты. Эти критерии рудоносности легли в основу построения прогнозной карты, являющейся основным документом для планирования и проектирования поисково-разведочных работ на редкие металлы в Сушчано-Пержанской тектонической зоне.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белевцев Я. Н. Проблемы эндогенного рудообразования в докембрии.— В сб.: Международный конгресс, XXII сессия. Доклады советских геологов. Госгеолтехиздат, 1964.
2. Беус А. А. Геохимия берилля и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1960.
3. Галецкий Л. С., Зинченко О. В. Акцессорные ниобий и tantal в породах СЗ части Украинского щита.— «Материалы по геологии, гидрогеологии и геохимии Украины, Казахстана, Алтая, Забайкалья», 1970, № 6.
4. Зинченко О. В. Щелочные элементы и tantal в некоторых породах СЗ оконечности УКМ.— В кн.: Свойства, морфология и генезис минералов. К., «Наукова думка», 1965.
5. Зинченко О. В. Редкие щелочи в породах СЗ части Украинского щита.— В кн.: Полезные ископаемые Украины. К., «Наукова думка», 1965.
6. Івантишин М. Н. Акцессорні і рідкісні метали та розсіяні елементи в гранітах і пегматитах Українського кристалічного щита. К., Вид-во АН УРСР, 1960.
7. Иванов В. В. Геохимия рассеянных элементов в гидротермальных месторождениях. «Недра», 1966.
8. Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г. Критерии связи оруденения с интрузивными комплексами.— В кн.: Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. «Недра», 1965.
9. Ляхович В. В. О признаках рудогенерирующей способности гранитоидов.— «Геология рудных месторождений», 1969, т. XI, 2.
10. Лунько В. Ф. и др. Основные черты геологического строения и металлогении северо-западной части Украинского щита.— В кн.: Вопросы петрологии и рудоносности кристаллического фундамента БССР и смежных районов. Минск, 1971.
11. Металиди С. В. Вольфрам в гентельвинсодержащих щелочных метасоматитах.— В сб.: Материалы Второго совещания по минералогии, геохимии, генезису и возможностям комплексного использования вольфрамовых месторождений в СССР. Изд-во Ленинградского ун-та, 1968.
12. Смирнов Е. П. Рудоносные гранитоиды Зауралья (по петрохимическим данным).— «ДАН СССР, серия геологии», 1969, № 1, 3.

S. V. Metallid

THE GEOCHEMISTRY AND ORE-BEARNESS OF SUSHCHANNO-PERJANIAN TECTONIC ZONE

Summary

The rare-elements the main regularities of their distribution and migration of the Sushchano-Perjanian tectonic zone are considered. The criterions of ore-bearness of the metasomatic altered granitoids are given also.

А. Г. ДВОРНИКОВ, канд. геол.-мин. наук,
М. А. ҚАРАСИК, проф., С. И. КИРИКИЛИЦА, канд. геол.-мин. наук
Институт минеральных ресурсов Министерства геологии УССР

О МЕТОДИКЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ
СКРЫТОГО РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ДОНБАССЕ
ПО ОРЕОЛАМ РТУТИ В УГЛЯХ

Обнаружение новых ртутных месторождений в Донбассе только существующими геологическими и геохимическими методами затруднено. Это связано с большим многообразием геолого-структурных типов оруденения и значительной глубиной его залегания при частном отсутствии выходов на дневную поверхность. Например, на длительно разведываемом Никитовском рудном поле глубина оруденения достигает 800 м и прогнозируется до 1500 м. Такой же порядок глубин известного и прогнозируемого оруденения в районах Дружковской антиклинали и северо-западных окраин Донбасса [4, 13, 14]. Гораздо большая глубина установлена для полиметаллических месторождений Нагольного кряжа [3] и свинцово-цинкового оруденения северо-западной части Донбасса, где она достигает более 2500 м. Трудности выявления скрытых месторождений, рудоносных зон и рудных тел в пределах известных рудных полей усугубляются и тем, что большинство их является крутопадающими штокверковыми при частой прерывистости оруденения в горизонтальном и вертикальном направлениях, и большим многообразием морфолого-структурных типов рудных тел, залегающих в самых различных геологических условиях и приуроченных к песчаникам и сланцам различных свит карбона [8, 13].

Для более эффективного прогнозирования скрытых и глубоко залегающих промышленных руд наряду с анализом структурно-геологических факторов ртутного оруденения особое значение приобретает выявление и надлежащая интерпретация ореолов рассеяния ртути в углях. Включение в комплекс критериев ртутного оруденения и наличие повышенного содержания ртути в углях обусловлено следующими главными факторами: а) при большой мощности угленосной толщи она включает в себя почти все известные в Донбассе проявления относительно молодого по возрасту наложенного на угольные пласты различного по составу гидротермального оруденения; б) по сравнению с песчано-глинистыми породами угли являются более благоприятной средой для локализации гидротермальной рассеянной минерализации, благодаря общезвестным условиям сорбции ртути органическим веществом; в) кроме наличия ртути в органическом веществе, она содержится в гидротермальных пиритах, образовавшихся после процессов углефикации и метаморфизма углей; г) наличием широко развитленной сети геолого-разведочных и эксплуатационных горных выработок в полях угольных шахт на различных глубинах каменноугольных отложений.

Институтом минеральных ресурсов совместно с трестами «Артемгеология» и «Ворошиловградгеология» за последние годы выполнен значительный объем опробования углей на ртуть, а также по изучению ее минералогии и геохимии [11—13, 21]. Для анализа углей и заключенных в них диагностических и эпигенетических минеральных образований на ртуть использовались преимущественно дубликаты проб, систематически отбираемых геолого-разведочными и угледобывающими предприятиями для определения технологических свойств углей. Из общего веса дубликатов проб отквартовывается навеска 50 г. При детальном изучении ореолов, кроме отбора дубликатов проб, применялось бороздовое опробование в подземных горных выработках при весе проб до 2 кг.

Ртуть в углях и сульфидах железа в них определялась спектральными и химическими методами [1, 2, 7, 19]. Отличительной особенностью массового спектрального определения ртути в углях является сжигание для анализа органического вещества без предварительного озоления, как это делается при анализе на рассеянные элементы в углях, что обусловлено высокой степенью летучести ртути и ряда ее соединений. Чувствительность спектрального метода составляет $1 \cdot 10^{-5}\%$ химического — до $1 \cdot 10^{-6}\%$, а в необходимых случаях — до $4 - 5 \cdot 10^{-7}\%$. В Институте минеральных ресурсов освоен атомно-абсорбционный метод определения ртути при чувствительности до $1 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-8}\%$ с помощью изготовленного заводом «Казгеофизприбор» (г. Алма-Ата) ртутного атомно-абсорбционного фотометра (РАФ). Наряду с использованием различных видов подобных приборов в последнее время предложен нейтронно-активационный метод определения ртути в углях [24]. Для определения других халькофильных элементов-индикаторов гидротермального оруденения в ореолах (As, Sb, Ge, Ag, Pb, Zn и др.) применялся разработанный в ВИТР спектральный метод при чувствительности для отдельных элементов от $1 \cdot 10^{-4}$ до $1 \cdot 10^{-6}\%$. Определение различных форм нахождения ртути в углях (органической, сульфидной, металлической) определялось по специально разработанной методике.

По результатам анализов на ртуть в углях выделялись местный фон, рассеянная ($0,1 - 1 \text{ г/т}$) и обогащенная ($> 1 \text{ г/т}$) минерализация. Для участков с изучением других элементов-индикаторов оруденения в ореолах вычисляли коэффициенты ранговой корреляции, коэффициенты аномальности и определяли ряды зональности. Данные по ртутни наносили на планы горных работ отдельных шахтных полей и на геолого-структурные карты, на которых выделяли аномальные участки с оконтуриванием площадей для поисковых работ.

Изучение ореолов рассеяния ртути в углях выполняется в два этапа. В первом этапе мелкомасштабными субмеридиональными и субширотными геохимическими профилями пересекаются ос-

новные складчатые и разрывные структуры на территории отдельных углепромышленных районов, чем и определяется их длина (в пределах 10—50 км, при расстоянии между ними 5—10 км) в зависимости от предполагаемых размеров прогнозируемых рудных полей. Субширотные профили целесообразно проводить в приосевых частях положительных складчатых структур для выявления ореолов рассеяния в узлах их пересечения поперечными и диагональными тектоническими нарушениями различных порядков, возможно играющими рудоподводящую и рудолокализующую роль. Расстояние между пробами углей определяется густотой расположения шахт и скважин колонкового бурения по изучаемым профилям, а также количеством и длиной горизонтальных шахтных выработок. В последних опробуется каждая лава. Работы первого этапа проводятся на геологоструктурной основе масштаба 1 : 1000 000—1 : 200 000 с опробованием пластов угля, если это возможно, по всему стратиграфическому разрезу, особенно в пределах установленного или прогнозируемого оруденения в угленосных толщах.

Основной задачей работ второго этапа является детализация выявленных ореолов на наиболее благоприятных в геологоструктурном отношении участках, определение главнейших параметров ореолов, их состава и количественного соотношения между указанными элементами-индикаторами, выявление отличительных признаков над- и подрудных частей ореолов и связи их с отдельными локальными складчатыми и разрывными нарушениями в различных горных породах. Эти задачи осуществляются на геологоструктурной основе масштаба 1 : 5000—1 : 10 000 путем крупномасштабного геохимического профилирования и площадного опробования на более перспективных участках. Расстояние между профилями на выявленных потенциальных рудносных структурах составляют от 0,5 до 1,0 км при расстоянии между пробами 25—50 м, а для выявления ртутоносности в узких зонах трещиноватых пород оно уменьшается до 5—10 м. Во втором этапе работ опробуются только те угольные пласти, где выявленные на первом этапе ореолы ртути располагаются в наиболее благоприятных для прогнозируемого оруденения структурах. Особое внимание уделяется изучению ореолов по простиранию отдельных пластов угля вдоль осевых частей рудносных складчатых структур для выявления поперечных рудносных зон и отдельных тел богатых киноварных руд, характерных, например, для Никитовского рудного поля, где они занимают значительный удельный вес в общих их запасах. Кроме упомянутых дубликатов проб на втором этапе отбираются дополнительно штуфные пробы угля, пород и сульфидов железа из кровли и почвы. Наряду с определением ртути эти пробы предназначаются также для петрографо-минералогических исследований и изучения текстурно-структурных особенностей.

Использование ореолов рассеяния в углях при прогнозирова-

нии и поисках скрытых сульфидных месторождений основывается на гипотезе, что повышенные концентрации ртути в пиритах и органическом веществе связаны с гидротермальными процессами формирования месторождений, возраст которых, несомненно, моложе вмещающих пород карбона. Этим прежде всего и обусловлено весьма неравномерное распределение ртути в органической части и пиритах из угольных пластов при содержании его от сотых долей g/t (геохимический фон) до нескольких g/t , а в отдельных пластах угля над ртутными месторождениями до сотен и тысяч g/t . По данным опробования свыше 250 шахтных полей в Центральном и Восточном Донбассе выявлено около 30 участков рассеянной ($0,1$ — $1,0 g/t$) и обогащенной ($1,0 g/t$) минерализации ртути (рис. 1).

Преобладающая часть аномальных участков приурочена к региональным антиклинальным структурам Донбасса, в зонах которых известны и в ряде случаев прогнозируются ртутные, полиметаллические или золоторудные месторождения. В зоне Главной Донецкой антиклинали выявлено 7 таких участков, в Северной антиклинали — 10, в зоне северной мелкой складчатости — 8, в районе Донецко-Макеевского углепромышленного района — 2. Что касается площадей с синклинальными структурами, то на них установлено преимущественно фоновое содержание ртути в углях, а в Несветаевско-Шахтинской котловине выделяется по 200 пробам два небольших участка с рассеянной ртутной минерализацией.

Наблюдаемые факты связи высоких концентраций ртути в органической массе и пиритах угольных пластов антиклинальных структур наиболее четко проявляются в районе Никитовского рудного поля, где ртутное оруденение в песчаниках и сланцах свиты C_2^3 прослеживается от поверхности до указанной выше глубины. Так, на Софийском куполе максимальное содержание ртути в углях приходится на угольные пласты h_3 и h_5 , залегающие над телами киноварных руд. При этом в нескольких метрах над рудным телом это содержание составляет в среднем около $450 g/t$, в другом пласте угля в 70 — $75 m$ выше от рудного тела оно снижается в несколько раз, а в 140 — $150 m$ — примерно на один порядок ниже. В подрудном пропластке угля содержание ртути значительно ниже, чем в надрудных (рис. 2).

Столь же закономерно распределение ртути в углях из опробованных пластов на глубине 500 — $800 m$ в районе Никитовского рудного поля в целом. Если в центральной части Горловской антиклинали (рис. 1, участок 2) среднее содержание ртути составляет $4,4 g/t$, то в восточной части этой структуры оно снижается в два раза, а на участке западного ее замыкания за пределами рудного поля (рис. 1, участок 4) составляет всего, $0,42 g/t$. Это больше геохимического фона ртути в углях Донбасса соответственно примерно в 100 , 50 и 10 раз, что особенно в первых двух случаях имеет важное поисковое значение.

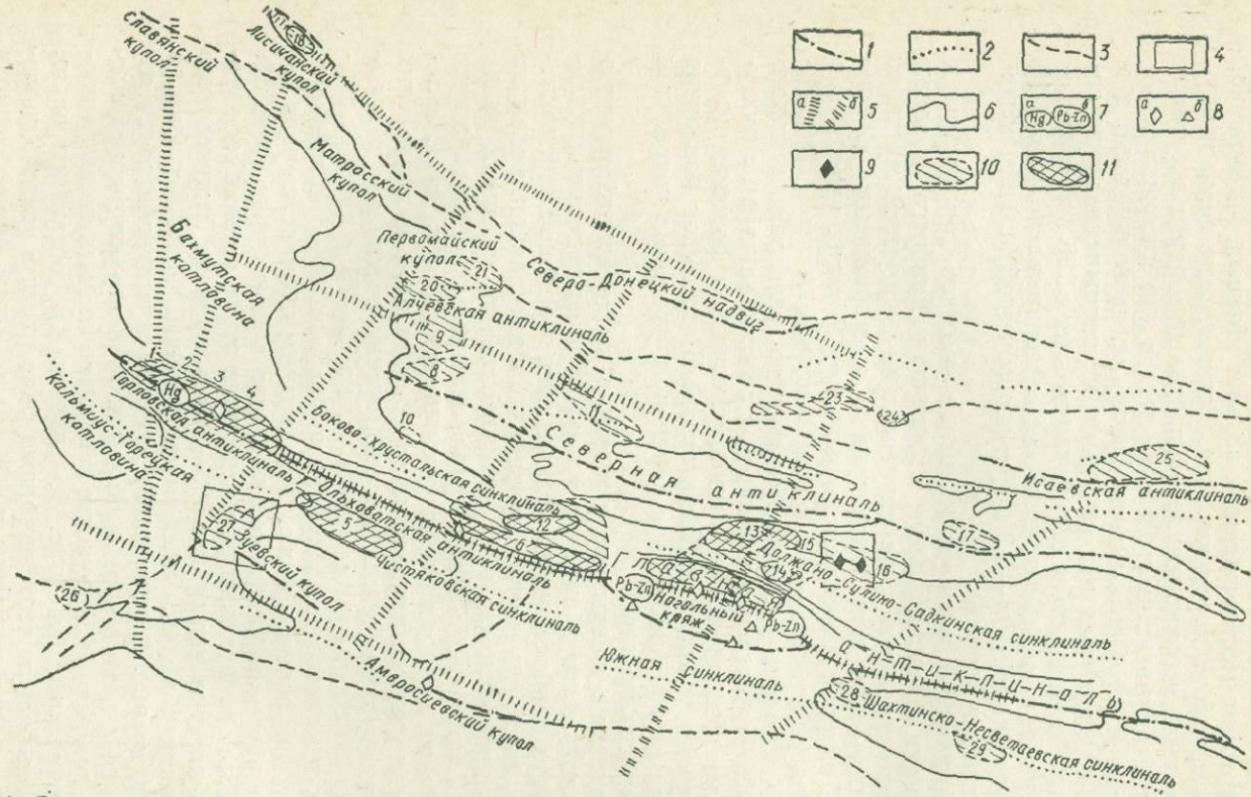


Рис. 1. Схема размещения ореолов рассеяния ртути в углях Донбасса (составлена по материалам И. А. Гаркаленко, М. И. Бородулина, М. Л. Левенштейна, В. К. Гаврича, П. И. Степанова, И. Л. Никольского, Д. Е. Айзенберга и других авторов):

1 — оси основных антиклинальных структур; 2 — оси основных антиклинальных структур; 3 — надвиги; 4 — участки развития флексур; 5, а — глубинные разломы по геофизическим данным; 6 — выходы пластов известняков; 7 — схематические контуры рудных полей со ртутным (а) и полиметаллическим оруднением (б); 8 — проявления киновари (а) и полиметаллического оруднения в песчаниках и сланцах (б); 9 — рудопроявления киновари в углях; 10 — схематические контуры ореолов рассеянной минерализации ртути ($>1 \text{ г/т}$) в углях; 11 — схематические контуры ореолов обогащенной минерализацией ртути ($>10 \text{ г/т}$).

Из других участков ореолов в зоне Главной антиклинали обогащенная минерализация ртути в углях (в среднем 1,8 г/т) характерна для северного ее крыла в районе расположения к югу от Нагольчанского и Нагольно-Тарасовского рудных полей (рис. 1, участки 6 и 7).

Значительный интерес представляют ореолы ртути в угольных пластах Северной антиклинали, где на отдельных площадях (см. рис. 1, участок 13) ее содержание в 30—70 раз выше фонового, а к востоку от них по простирации этой структуры в ряде шахтных полей (рис. 1, участки 14, 15 и 16) на протяжении более 20 км установлено широкое распространение киновари в углях и породах кровли и почвы.

Являясь вторым после Никитовского рудного поля районом Донбасса с киноварью в углях, он отличается специфическими особенностями геологического строения. Здесь развиты крупные кулисообразно расположенные зоны флексур почти полностью охватывающих отложения свит C_2^4 — C_2^7 в южном крыле Северной антиклинали, а в восточном продолжении они приближаются к осевой части. В отличие от киновари в углях на участке Софиевского купола здесь она находится в своеобразной ассоциации с литийсодержащим хлоритом и развивается в виде примазок, чешуеобразных и порошковатых скоплений по тонким трещинам и разрывам с зеркалами скольжения преимущественно в прослойках пород в углях. Такая ассоциация минералов вместе с сопровождающими ее ореолами ртути образует полосу восточного, северо-восточного простирания на территории Должано-Ровенецкого и Гуково-Зверевского района и позволяет прогнозировать здесь крупную подзону в намечаемой ртутной зоне вдоль всей складчатой структуры при вероятности локализации оруденения не только в угольных пластах, но и в расположенных выше и ниже их вмещающих породах.

Среди ореолов ртути в углях в северной зоне мелкой складчатости наиболее высокие содержания, достигающие десятков г/т, выявлены в западной части зоны (рис. 1, участки 8, 9, 19, 21) и связаны с купольными структурами в сопряжении с надвигами.

В общем намечается четкая приуроченность повышенных концентраций ртути в углях к главным антиклинальным структурам и узлам сопряжения субширотных и субмеридиональных тектонических нарушений (рис. 1).

Почти на всех исследованных участках с аномальным содержанием ртути более высокое ее содержание по сравнению с вмещающими породами установлено не только в сульфидах железа из углей, но и в угольной массе в целом. Например, в южном крыле Северной антиклинали аномальное содержание ртути в углях составляет в среднем 1,6 г/т, а во вмещающих породах 0,35 г/т, т. е. в 4,5 раза ниже [22]. В угольном пласте и отдельных его прослойках содержание ртути является также, как правило, значительно более высоким, чем в породах кровли и поч-

вы. Например, по данным свыше 1300 проб, в пределах отдельных участков северного крыла Главной антиклинали отношение между содержанием ртути в углях и породах кровли и почвы составляет в среднем 3 : 1. Примерно такие же соотношения наблюдаются и на Софиевском участке Никитовского рудного поля (рис. 2), где эти величины колеблются в пределах 2—3,1. Исключение в этом отношении представляют

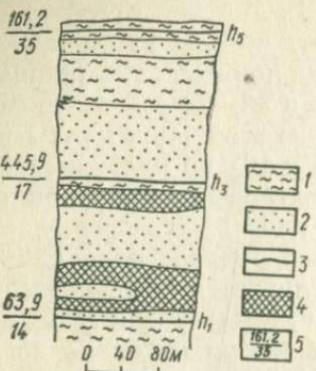


Рис. 2. Распределение ртути в угольных пластах на Никитовском рудном месторождении:

1 — глинистые сланцы; 2 — песчаники; 3 — пласты угля; 4 — рудные зоны; 5 — содержание ртути в угольных пластиках (числитель), число проб (знаменатель).

находящиеся в пределах рудных тел линзы угля, в которых ртуть содержится в значительно меньших количествах, чем в оруднелых песчаниках [4]. Все это находит свое объяснение в условиях образования киновари в различных по механическим и физико-химическим свойствам неорганических и органических средах [18, 23].

При интерпретации ореолов в углях важное значение приобретают выявляемые корреляционные связи между ртутью и некоторыми сопутствующими компонентами. Это прежде всего относится к ртутi и сере, между которыми обычно наблюдается близкая к прямой корреляция на участках угольных пластов с выявляемыми аномалиями по первому из этих элементов. Пример такой корреляции, установленной при опробовании трехугольных пластов в шахтных полях перспективного на ртуть участка западного замыкания Северной антиклинали, показан на рис. 3, где видна также сильная связь одного из ведущих индикаторов ртутного оруденения — мышьяка с обоими компонентами.

Указанные и другие закономерности размещения ртутной минерализации в Донбассе [13, 16, 20, 22] могут быть использованы при общей перспективной оценке отдельных рудных зон, подзон и районов, но они являются недостаточными для выбора первоочередных объектов для геолого-разведочных работ. Это в первую очередь обусловлено большими размерами выделенных площадей ореолов рассеяния, измеряемых единицами и десятками квадратных километров, при недостаточном изучении локальных структур, а следовательно, и слабом выявлении геолого-структурных факторов локализации ртутного оруденения. Опыт детализации поисков на отдельных таких площадях (Должано-Ровенецкий, Гуково-Зверевский районы) показывает, что в

них можно выделить несколько более мелких площадей с различной интенсивностью проявления ртутной минерализации [9, 22].

В связи с этим при прогнозировании и поисках скрытого ртутного оруденения первостепенной задачей является более детальное изучение ореолов и рудолокализующих структур на площа-

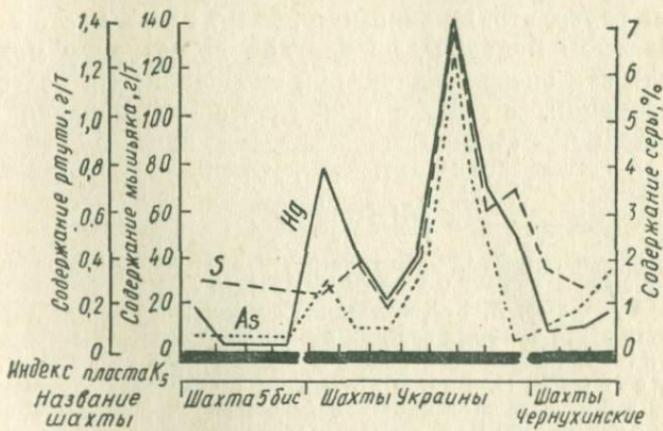


Рис. 3. Распределение ртути, мышьяка и серы в угольном пласте k_5 .

дях их распространения с дальнейшей разбраковкой аномалий. При этом первостепенное значение приобретает интерпретация геохимических параметров ореолов, по совокупности которых могут быть выделены наиболее перспективные первоочередные участки. К числу таких параметров прежде всего относятся следующие.

1). Повышенный местный фон ртути в углях. Для отдельных районов Донбасса в зависимости от особенностей их геологического положения и размещения ртутного и золото-полиметаллического оруденения этот фон колеблется в пределах от 0,1 до 0,5 г/т. По сравнению с установленным содержанием ртути в углях других угольных бассейнов и месторождений без проявления ртутного оруденения во вмещающих породах в Донбассе он значительно выше [18].

2). Широкое развитие в углях гидротермальных пиритов, отличающихся от сингенетических дисульфидов железа по специфическим текстурно-структурным признакам и значительно более высоким содержанием ртути и других элементов [10, 12].

3). Находки в углях киновари в ассоциации с гидротермальным пиритом, дикитом, кальцитом и хлоритами.

4). Закономерные корреляционные зависимости между содержанием в углях ртути и других элементов-индикаторов оруденения различного состава.

Приведенные данные позволяют сделать вывод о благоприятных перспективах эффективного прогнозирования и поисков скрытого ртутного, а также полиметаллического и золотого оруденения в Донбассе по ореолам ртути в углях в сочетании с геолого-структурными и геохимическими критериями.

Поскольку в Донбассе глубины геолого-разведочных и эксплуатационных работ на уголь являются значительно большими, чем на ртуть, что, по-видимому, будет иметь место в ближайшем и далеком будущем, предлагаемую методику можно рассматривать как опережающую при оперативном и долгосрочном прогнозировании, а также при глубинных поисках ртутных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айдиньян Н. Х. Определение ртути в углях.—«Бюллетень научно-технической информации МГ и АН СССР», 1961, № 4/32.
2. Араутов И. В. Количественное спектральное определение кларковых количеств ртути в горных породах и минералах.—«Количественный анализ минералов и горных пород физическими методами», 1965, вып. 32.
3. Белевцев Я. Н. и др. О перспективах выявления золоторудных месторождений в Донецком бассейне.—«Геологический журнал», 1973, № 3.
4. Большаков А. П. К вопросу о роли каменных углей в процессе рудоотложения на Никитовском ртутном месторождении.—«Геохимия», 1964, № 5.
5. Большаков А. П., Кириклица С. И., Ольховский Н. Я. О вертикальном размере и глубине рудоотложения на Никитовском ртутном месторождении.—«Геология рудных месторождений», 1969, т. XII, № 4.
6. Буцик Ю. В. Об угленосности глубоких горизонтов Донецкого бассейна.—«Разведка и охрана недр», 1967, № 9.
7. Василевская А. Е., Щербаков В. П., Клименчук В. И. Определение ртути в углях с дитизоном.—«Заводская лаборатория», 1962, № 4.
8. Гармаш В. З. и др. Больше ртути из недр Донбасса. Пути повышения эффективности освоения донецких ртутных месторождений. Донецк, 1973.
9. Дворников А. Г.—Об ореоле рассеяния киновари в угольном пласте h_5 Софиевского купола Никитовского ртутного месторождения.—«ДАН УССР», 1966, 11.
10. Дворников А. Г., Тихоненкова Е. Г. Об особенностях распределения и состава дисульфидов железа из углей Донбасса.—«Записки Всесоюзного минералогического общества», 1968, серия 2, ч. 97.
11. Карасик М. А. Геохимическое профилирование как метод поисков ртутных и полиметаллических месторождений.—«Бюллетень научно-технической информации», 1962, № 1 (36).
12. Карасик М. А., Дворников А. Г. Ртутоносность углей Донецкого бассейна и продуктов их переработки. М., ОНТИ ВИЭМС, 1968.
13. Кириклица С. И. Опыт разведки скрытых ртутных месторождений в Донбассе. К., 1969.
14. Кириклица С. И., Ласьков В. А. Новый структурный тип ртутных месторождений в УССР. К., 1970.
15. Левенштейн М. Л. и др. Перспективы развития угольной промышленности Донецкого бассейна. Перспективы расширения минерально-сырьевой базы Украины. Донецк, 1972.
16. Никольский И. Л. Роль подверечных складок в размещении ртутного оруденения Донецкого бассейна.—«ДАН СССР», 1964, 148, № 1.
17. Озерова Н. А. Первичные ореолы рассеяния ртути.—«Труды ИГЕМ», 1962, вып. 72.

18. Сауков А. А., Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А. Очерки по геохимии ртути. М., «Наука», 1972.
19. Сергеев Е. А., Степанов П. А. Методика спектрального анализа металлометрических проб на ртуть. 1957.
20. Скаражинский В. И. Эндогенная металлогенезия Донецкого бассейна. К., «Наукова думка», 1973.
21. Ткач Б. И. К вопросу о геохимических особенностях распределения ртути в угольных пластах Лисичанского района (Донбасс). — «Геохимия», 1966, № 5.
22. Ткач Б. И. Ртуть в углях и прогнозная оценка ртутоносности каменноугольных отложений северной части Центрального Донбасса. Автореферат канд. дис., Ростов-на-Дону, 1970.
23. Федорчук В. И. Околорудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений. М., «Недра», 1969.
24. O'Gorman I. V., Suhr N. H., Walker P. L. The determination of mercury in some American coals. — «Appl. Spect.», 1972, 26, N 1.

A. G. Dvornikov, M. A. Karasik, S. I. Kirikilitsa

ON THE METHOD OF PROGNOSTICATION AND PROSPECTING
OF LATENT MERCURY MINERALISATION IN THE DOUBAŞS
BY MERCURY DISPERSION HALOES IN COALS

Summary

As a result of studying the regularity of mercury distribution in coals in hydrothermal pyrits the aureoles of dispersed and concentrated mercury mineralization were revealed near the mercury and polymetallic deposits as at some parts of the main Donbass anticlinal structures having the favourable geologostructural conditions of more recent mineralizations.

In combination with some other geochemical and geologostructural methods we propose technique of the latent hydrothermal mineralization with in the coal-bearing rock masses according to the data of interpretation of aureole parameters of mercury and other element-tracers in coals.

Э. В. СОБОТОВИЧ, проф.,
А. А. КОМАРИСТЫЙ, асп.
Институт геохимии и физики минералов АН УССР

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИЗОТОПОВ СВИНЦА
ПРИ РЕШЕНИИ НЕКОТОРЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Изотопные исследования свинца имеют фундаментальное значение для решения целого ряда таких геологических задач, как установление генетических связей между различными геологическими формациями, в том числе между рудными и вмещающими породами, изучение перемещения вещества в вертикальном и горизонтальном направлениях, определение источника питания осадочным материалом исследуемой толщи, путей и дальности переноса терригенного материала и т. д.

Не вызывает сомнений то, что причина всех геологических явлений заключается в составе и строении Земли, а также в окруж-

жающей космической обстановке. К настоящему времени в учении о составе, строении Земли и о процессах, происходящих в ее недрах, имеется колоссальное количество накопленных фактов, число которых непрерывно возрастает, входит в противоречие как друг с другом, так и с общей теорией формирования Земли и ее оболочек. В связи с этим и учетом новых факторов о составе и возрасте космического вещества и горных пород Земли, в 1970 г. В. А. Рудником и Э. В. Соботовичем была предложена новая космохимическая модель (отдельные аспекты которой были рассмотрены ранее [1—5]) формирования Земли и ее оболочек, а также образования и эволюции земной коры в докембрии. Следует отметить, что раннедокембрийская история Земли является, пожалуй, самым большим «белым пятном» во всех науках о нашей планете, хотя именно в этот период закладывались те основы, которые предопределили направленность геологических и геохимических процессов в дальнейшей эволюции земной коры.

Ранняя история Земли наилучшим образом реконструируется при помощи стронциевого и свинцового методов ядерной геохронологии. Свинцовый метод наиболее старый. Он же наиболее информативный из всех методов ядерной геохронологии. Информативность его обусловлена тем обстоятельством, что существует пара материнских изотопов урана (^{238}U и ^{235}U), связанных постоянным соотношением в каждый данный момент времени и «рождающихся» соответственно пару изотопов свинца (^{206}Pb и ^{207}Pb) со скоростями и в соотношении, определяемыми константами распада изотопов урана. Поэтому, помимо традиционных отношений материнского изотопа к дочернему (как это имеет место в обычных свинцово-урановых, свинцово-ториевых, аргоновом и стронциевом методах определения возраста) свинцовый метод дает возможность получить «лишнее» соотношение двух дочерних изотопов, накапливающихся с различной скоростью. Данное соотношение к тому же не так сильно чувствительно к различного рода наложенными процессам, поскольку изотопы свинца под действием физико-химических процессов в природе не фракционируют. Учитывая определенные модели развития изотопного состава свинца в земной коре со временем, на основании только данных по изотопному составу свинца можно судить об истории содержащих этот свинец образцов.

На Земле уже найдены породы, в том числе и гранитоподобные, с возрастом около 4 млрд. лет (Гренландия, Земля Эндерби, Антарктида, Охотский массив). Такие данные очень важны, поскольку они, увеличивая геологический этап существования нашей планеты, заставляют пересматривать существующие представления как о формировании Земли как планеты вообще, так и о геохимической модели земной коры. Опуская геологическую интерпретацию указанных свинцово-изотопных отношений, оста-

новимся на вопросе генетического и стратиграфического расчленения горных пород.

Свинцово-изотопные отношения образцов различных стратиграфических толщ будут располагаться на изохронах, имеющих разный наклон. Именно изохроны помогли решить спорный во-

Таблица 1
Схема периодизации докембрия

Схема Рудника — Соботовича	Рубежи, млн. лет	Схема геохронологической комиссии		Рубежи млн. лет
Палеозой	610 ± 50	Палеозой		570 ± 50
Протерозой	поздний	1300 ± 100	Протерозой	поздний
	ранний	2100 ± 200		1600 ± 50
				2000 ± 100
				2600 ± 100
Археозой	поздний	3000 ± 200	Архей	
	ранний	3700 ± 200		3500 ± 100
Азой	поздний	4200 ± 200		
	ранний	4600 ± 200		

прос о стратиграфическом положении некоторых толщ на Алданском щите [6, 7] и отнести к иенгрской серии (3,5 млрд. лет) некоторые участки, которые ранее считали принадлежащими тимптонской серии (2,5 млрд. лет).

Следует отметить, что использование свинцово-изохронных методов дало возможность В. А. Руднику и Э. В. Соботовичу на примере геологических формаций Восточной Сибири [2—4] построить геохронологическую шкалу докембрия. Как видно из табл. 1, в докембрийской истории развития Земли устанавливается три эры: азойская ($4600 - 3400 \pm 100$ млн. лет) археозойская ($3400 - 2000 \pm 100$ млн. лет), протерозойская ($2000 \pm 100 - 600 \pm 50$ млн. лет), каждая продолжительностью порядка 1400 млн. лет и состоящая из двух этапов примерно равнозенной продолжительности. Начало протерозойской и археозойской эр характеризуется наибольшим усилием магматической активности, первой из них — основного, второй — гранитоидного магматизма. Выделяемый рубеж в 3400 ± 100 и 2000 ± 100 млн. лет назад отвечает коренной перестройке структуры земной коры, а 2600 ± 100 и 1300 ± 100 млн. лет назад — появлению новых структур-

ных форм в ее пределах. Главнейшие рубежи выделяемых подразделений определяются наличием простейшей бактериальной жизни (азой — археозой) и более высокоорганизованной водорослевой (археозой — протерозой). Следует подчеркнуть, что предлагаемое деление докембрия в общих чертах совпадает с утвержденным геохронологической комиссией АН СССР по определению абсолютного возраста геологических формаций пятичленном делении докембрия, хотя оно и получено из иных предпосылок.

Ранний азой отвечает планетарному этапу в развитии Земли, поздний азой характеризуется нуклеарным развитием коры; археозой — развитием древнейших геосинклинальных систем субмеридионального северо-западного направления (по отношению к современным полюсам) с развитием на их фоне структур второго порядка, выделяемых под названием овощных; протерозой — развитием собственно геосинклинальных систем субширотного направления, наложение которых на более древние археозойские структуры приводит к образованию «ложных» овощных структур, фиксируемых в пределах современных кристаллических щитов. Рубеж в 2600 ± 100 млн. лет фиксирует появление первых древних щитов, выделяемых под названием «литоплинтов», а 1300 ± 100 млн. лет — заложение платформ.

Понятно, что конструирование абсолютной геохронологической шкалы вообще и ее докембрийской части в частности было бы невозможно без изотопных методов исследования.

Исследование форм нахождения свинца может дать информацию о генетических и минералогических особенностях пород, а также сведения о возрасте и возможных наложенных процессах. Одной из характеристик той или иной формы свинца является его изотопный состав.

Так, в лаборатории И. Е. Старика впервые был обнаружен факт смещения изотопного состава свинца, взятого из различных зон минерала уранита [8]. Затем последовала серия работ [9, 10], в которых показано, что изотопы свинца в зависимости от своего состояния в минерале могут мигрировать с разной степенью легкости. На основании этих работ была создана классификация природного свинца по формам нахождения [9, 4].

Весьма важным следствием экспериментов по фракционной возгонке свинца явилась возможность разработки нового способа свинцово-изохронного датирования.

При этом мы исходили из того, что любая горная порода состоит из «набора» минералов, обладающих различными физико-химическими характеристиками. Подбирая соответствующие условия возгонки (среда, температура, время), можно выделить свинец преимущественно того или иного минерала (или группы минералов). Если изотопный состав первичного свинца мономинералов один и тот же (магматические и хемогенные породы), то изотопный состав наличного свинца зависит только от

свинцово-уранового отношения в исследуемых мономинералах. Свинец различных фракций по своему изотопному составу равносителен выделенному целиком из какого-либо мономинерала, концентрата или породы и будет подчиняться тем же закономерностям накопления радиогенных изотопов свинца ^{206}Pb и ^{207}Pb со временем. В каждом данном минерале форма нахождения радиогенных изотопов ^{206}Pb и ^{207}Pb будет одинакова (первичный свинец в мономинералах, слагающих породу, должен иметь одинаковый изотопный состав), поскольку они образуются из соответствующих изотопов урана. Теоретически возможно существование разных форм нахождения изотопов ^{206}Pb и ^{207}Pb в мономинералах за счет того, что суммарная энергия ядер отдачи (от ^{235}U до ^{207}Pb) оказывается несколько выше (примерно на 10%), чем в случае ряда ^{238}U . Это может привести к тому, что ^{207}Pb дальше уйдет от своего материнского изотопа ^{206}Pb . Однако, как показали исследования, этот эффект если и есть, то он, по-видимому, настолько мал, что находится в пределах ошибки эксперимента.

На основании изложенного можно сделать заключение о том, что поскольку порода представляет собой смесь минералов, в которых свинец обладает различной степенью устойчивости к воздействию внешних факторов (температура, среда, время воздействия), то изотопный состав ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) различных возгонов по своему конечному результату равносителен анализу свинца из различных мономинералов или их концентратов, выделенного обычными химическими методами, и вполне пригоден для построения внутренних изохрон [10].

Иными словами, данные по изотопному составу свинца различных температурных или временных фракций в той же степени пригодны для построения свинцово-свинцовой изохроны, как и данные, полученные для мономинералов из различных образцов одной и той же породы, различающихся по своим отношениям Pb/U .

Первую попытку построения таких внутренних свинцово-свинцовых изохрон мы выполнили на примере фракционной возгонки свинца из серого токовского гранита (Подстепнянский карьер), предоставленного нам Н. П. Семененко.

Образец тщательно обмывался горячим раствором разбавленной азотной кислоты с последующим трехкратным промыванием в горячей бидистиллированной воде, после чего измельчался истирался в агатовой ступке до высокодисперсного состояния.

Образец в форме гранитной пудры помещали в кварцевый реактор и вакуум до $5 \cdot 10^{-3}$ мм рт. ст., после чего проводилась фракционная возгонка свинца.

Условия возгонки и полученные результаты представлены в табл. 2. Тот факт, что экспериментальные точки располагаются довольно точно на прямой линии (изохроне) рис. 1, указывает на правильность исходных предпосылок.

Уравнение изохроны $y = (13,23 \pm 0,26) + (0,18 \pm 0,03)x$ указывает на возраст этого гранита в 2700 ± 250 млн. лет, что хорошо

Таблица 2

Фракционная возгонка и атомные отношения свинца
Токовского серого гранита Подстепнянского карьера
(Навеска 64,1 г, давление $5 \cdot 10^{-3}$ мм рт. ст., $T=1000^\circ\text{C}$)

Фракция	Время возгонки	Количество выделенного Pb, мкг	Атомные отношения, $\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{Pb}^{206}} = 1$		
			206	207	208
1	3 мин	129	34,69	19,52	63,39
2	5 мин	368	35,97	20,08	64,89
3	10 мин	1470	36,45	19,87	65,36
4	30 мин	167	41,34	20,68	64,56
5	30 мин	147	—	—	—
6	4 час	297	—	—	—
7	12 час	735	30,74	18,75	45,75

согласуется с данными других авторов, полученными для этого гранита по акцессорным минералам [11].

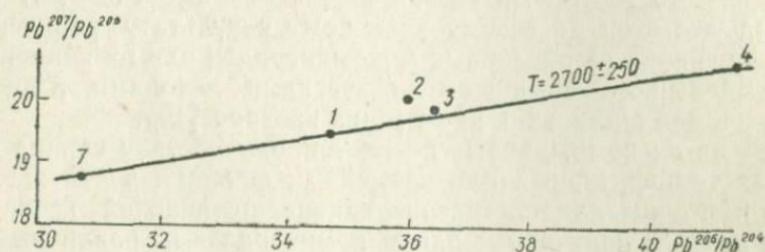


Рис. 1. Расположение свинцово-свинцовой изохроны, (образец ПС-1) полученной при фракционной возгонке свинца из серого Токовского гранита (Подстепнянский карьер):

1, 2, 3, 4, 7 — номера фракций.

Приведенные принципы и первые экспериментальные данные указывают на то, что фракционную возгонку свинца можно с успехом применить для создания фактически нового способа свинцово-изохронного датирования. В этом случае значительно повышается производительность свинцово-изохронного датирования, поскольку нет необходимости выделять мономинералы или выбирать несколько образцов одной и той же породы, а затем анализировать каждый образец отдельно.

Существует и второй аспект использования пирохимического разделения форм нахождения свинца. Он заключается в том, что если порода слагается из неоднородного по своей генетической принадлежности и возрасту материала (аркозовые песчаники, конгломераты и т. д.) или претерпела неоднократный метамор-

физм, то изотопный состав свинца различных фракций возгонов не дает прямой линии на графике $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Так, вопрос о времени образования Криворожской серии и ее нижней свиты является одним из наиболее дискуссионных в геохронологии и стратиграфии Украинского щита. В строении нижней свиты существенную роль играют конгломераты полимиктового и кварцевого состава. При этом устанавливаются постепенные переходы между аркозовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. Соотношение цемента и галечного материала весьма неустойчиво, иногда оно достигает 1 : 1, но чаще всего цемент слагает 20—30% породы. Цемент конгломератов сложен мелкочешуйчатым серицитом, кварцем, хлоритом и пиритом.

В толще конгломератов отмечается галька кварцитов с вкрашенной минерализацией сульфидов, представленных сфалеритом, галенитом, халькопиритом, реже пирротином. По типу минерализации выделяется галька нескольких разновидностей: кварцитовая галька с существенной полиметаллической минерализацией, кварцитовая галька с пирит-молибденовой минерализацией и кварцитовая галька с исключительно халькопиритовой минерализацией. Последние две разновидности встречаются в сравнительно редких случаях. Распределение минерализованной гальки относительно равномерно по всей толще конгломератов.

Ядерно-геохронологические исследования криворожской толщи проводятся уже 15 лет, однако полученные данные пока не позволяют дать однозначную интерпретацию. Существует две основные точки зрения. Первая предполагает, что седimentация криворожской толщи имела место 2200—2000 млн. лет назад, причем дегритный материал слагается из обломочных пород различного возраста (от 2000 до 3000 млн. лет) и генезиса, т. е. область смыва была довольно широкой. Вторая — предполагает время осадконакопления в 2700—2800 млн. лет назад, а рубеж в 2000 млн. лет назад относится ко времени метаморфизма.

В настоящее время достаточно достоверно установлен возраст подстилающего фундамента Криворожской серии в 2800—3000 млн. лет [13, 14], а также время урановой (2600—2700 млн. лет [13] и свинцовой минерализации (от 2000 до 2700 млн. лет [11]).

На Днепропетровской геологической конференции 1973 г. на ми были обсуждены все имеющиеся к тому времени данные и результаты свинцово-изохронного датирования конгломератов нижней свиты, полученные в ИГФМ [15].

Было отмечено, что основной вопрос (время осадконакопления) остался открытым, хотя привлечение геологических данных привело авторов к выводу, что это время можно принять равным 2000—2300 млн. лет назад.

К настоящему времени получены некоторые дополнительные результаты, к обсуждению которых мы сейчас приступим.

Анализу подвергался керн мелкогалечных конгломератов и гравелитов, взятых из глубины 58—72,4 м (скважина 13633) нижнего горизонта с восточного крыла замыкания Криворожской синклиналии. Из этого керна были выделены галениты, чистая кварцевая галька, а также фракции от 0,14 до 1 мм (5 фракций), выделенных простым рассеиванием на ситах.

Таблица 3
Атомные отношения и изохронный возраст конгломератов
нижней свиты Криворожской серии

Фракции	Атомные отношения, $^{204}\text{Pb} = 1$						Изохронный возраст, млн. лет	
	^{235}U	^{238}U	^{232}U	^{208}Pb	^{207}Pb	^{206}Pb	207 206	Согласованные разности
1 —0,5	42,25	0,306	0,631	36,91	20,66	38,98		
0,5 —0,25	13,35	0,096	0,469	34,06	19,46	38,05		
0,25—0,14	66,31	0,481	0,567	35,45	19,71	37,98		
0,14—0,1	92,55	0,671	2,763	32,69	19,23	37,40		
0,1	29,55	0,214	0,444	35,92	20,15	38,75		
Серый шлих	23,78	0,172	—	27,72	18,82	37,61	3300 + 600 — 900	3300 + 1000 — 600

Таблица 4
Фракционная возгонка и атомные отношения изотопов
свинца конгломератов Криворожской серии
(навеска 50 г, $P = 5 \cdot 10^{-3}$ мм. рт. ст.)

Фракции	Температура возгонки, °C	Время возгонки	Количество выделенного Pb, мкг	Атомные отношения, $^{204}\text{Pb} = 1$		
				206	207	208
1	500	15 мин	5—10	—	—	—
2	500	1 час	—	—	—	—
3	600	15 мин	—	—	—	—
4	600	1 час	—	—	—	—
5	650	15 мин	920	34,99	20,05	38,45
6	»	15 мин	15—20	—	—	—
7	»	1 час 25 мин	1100	35,17	19,77	37,61
8	»	1 час 30 мин	845	—	—	—
9	700	15 мин	210	36,08	20,23	38,78
10	»	1 час 30 мин	527	36,05	20,09	38,36
11	900	15 мин	735	41,49	21,60	41,67
12	1000	1 час 30 мин	650	—	—	—
13	»	9 час	300	40,25	20,54	42,01
14	1100	4 час	20	39,72	20,29	46,11

Предполагалось, что ситовое рассеивание автоматически приведет к получению проб с различным свинцово-урановым отношениями и с присущим каждому этому отношению изотопным составом свинца. При этом авторы отдавали себе отчет в том,

что составляющие конгломераты могут иметь различный генезис, и поэтому изотопный состав заключенного в них свинца может быть различным, и, следовательно, не исключена возможность получения ложных изохрон. Кроме того, изотопный состав свинца мог быть искажен наложенными процессами, имевшими место по данным аргонового метода и результатам определения возраста некоторых галенитов 1800—2000 млн. лет назад. В табл. 3 приведены атомные отношения изотопов урана, свинца и тория к свинцу-204 в различных фракциях конгломератов, а в табл. 4 — изотопный состав свинца и условия фракционной воз-

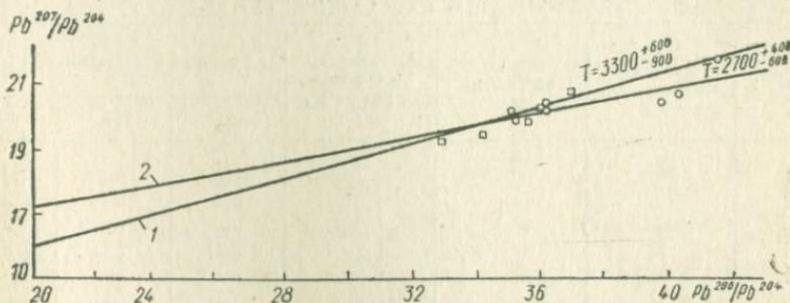


Рис. 2. Расположение свинцово-свинцовых изохрон конгломерата нижней свиты Криворожской серии:

1 — возгонка из рассеянных фракций (среда водорода); 2 — фракционная возгонка в вакууме.

гонки свинца из суммы равных количеств (по 10 г) этих же фракций.

При этом предполагалось, что фракционная возгонка свинца в принципе аналогична разделению породы на мономинералы для получения внутренней изохроны [10]. На графике (рис. 2) нанесены свинцово-изотопные отношения, полученные как для раздельных фракций конгломерата (табл. 3, изохона 1), так и для возгонов из суммы фракций (табл. 4, изохона 2). Первая изохона имеет уравнение $y = (10,9 \pm 0,3) \pm (0,26 \pm 0,12)$, отвечающее возрасту в 3300 ± 600 млн. лет, а вторая $y = (13,52 \pm 0,37) + (0,18 \pm 0,05)$ соответствует возрасту в 2700 ± 600 млн. лет. Тот факт, что из одного и того же материала получили разные изохроны да к тому же с большими ошибками, свидетельствует о неоднородности исследуемого конгломерата как по своему первичному свинцу, так и возрасту. Кроме того, мы не можем быть уверены в том, что урановая минерализация обусловлена одноактным процессом.

Рассмотрим второе ограничение — возможность неоднократной урановой минерализации. Если бы это явление имело место от 3,3 до 2 млрд. лет назад, то это привело бы к «омоложению» получаемых значений возраста. «Удревнить» его могла бы лишь

более ранняя минерализация. Однако у нас нет оснований полагать, что более древний (чем 3 млрд. лет) детритный материал уже был заражен ураном, а его смесь с минерализацией 2 млрд. лет назад и дала нам значения порядка 2,7—3,3 млрд. лет. Эту возможность мы решили проверить. Для этого из исследуемого конгломерата была выделена монофракция кварцевой гальки, которая подвергалась фракционной возгонке свинца. Как

Таблица 5
Фракционная возгонка Pb пробы 249^a (галька)
(навеска 32 г, $P=5 \cdot 10^{-3}$ мм. рт. ст.)

Фракции	Температура возгонки, °C	Время возгонки, час.	Количество выделенного $\text{Pb}10^{-6}$ г	Атомные отношения, $^{204}\text{Pb} = 1$		
				206	207	208
1	650	0,25	1,125	15,64	15,64	34,43
2	»	1	2,5	—	—	—
3	»	1	5,62	—	—	—
4	»	1	2,5	—	—	—
5	»	1	6,25	—	—	—
6	»	1	0,874	—	—	—
7	»	1	0,650	—	—	—
8	»	4	4,38	15,66	15,68	34,75
9	»	5	2,08	—	—	—
10	»	5	2,81	—	—	—
11	»	15	2,54	15,58	15,58	34,82
12	700	1	0,005	—	—	—
13	»	15	0,437	15,64	15,64	34,80
14	900	5,5	0,687	—	—	—
15	»	17	0,750	—	—	—
16	1100	5	0,050	19,15	16,25	36,49

видно из табл. 5, все фракции свинца (кроме последней) обладают изотопным составом, типичным для галенитов возраста 2 тыс. млн. лет. Нет и следов радиогенного свинца. Отсюда следует, что кварцевая галька не является носителем урановой минерализации, но обычным свинцом она загрязнена весьма существенно хотя были приняты все меры для выделения монофракций кварца. Последний возгон (16-й) дал свинец с современным изотопным составом, характерным в среднем для земной коры, что вполне естественно, поскольку условия фракционной возгонки были выбраны таким образом [4, 9], чтобы вначале убрать весь примесный свинец (первые 15 фракций), а оставшийся изоморфный свинец возгонять в более жестких условиях (1100°C).

Поскольку радиогенного свинца в гальке не оказалось, то урановая минерализация не является результатом наложенных процессов, а представляет собой механическую примесь в конгломерате, которая является просто одним из ингредиентов, имеющим собственную предысторию, отличную от истории уже сформировавшегося криворожского чехла. По-видимому, поэто-

му в конгломерате находят цирконы с возрастом 2700—2900 млн. лет [12], т. е. они, как и урановая минерализация конгломератов, в целом (по терминологии А. И. Тугаринова — ураново-слюдистый цемент [13]) привнесены вместе с обломочным материалом во время становления криворожской толщи. А отсюда следует, что полученные значения возраста урановой минерализации в 2700—3300 млн. лет мы не имеем права отождествлять с временем осадконакопления.

В заключение авторы приносят глубокую благодарность академику Н. П. Семененко за общее руководство работой. Мы признательны Н. К. Ширинбекову за предоставленные для исследования образцы и их геологическое описание, а также масс-спектрометрической группе отдела ядерной геохимии и космохимии за выполнение изотопных анализов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рудник В. А. Гранитообразование и тектогенез.— В кн.: Геология докембрия. Л., «Наука», 1968.
2. Рудник В. А. Геохимия и петрохимия.— В кн.: Основы проблем современной геологии. Л., 1971.
3. Рудник В. А., Соботович Э. В. О последовательности геологических событий в докембрии Восточной Сибири.— «ДАН СССР», 1971, 200, № 3.
4. Соботович Э. В. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. М., Атомиздат, 1970.
5. Соботович Э. В., Рудник В. А. Космогеологические аспекты формирования Земли.— В кн.: Проблемы космохимии и метеоритики. К., «Наукова думка», 1971.
6. Рудник В. А., Соботович Э. В., Искандерова А. Д. Свинцово-изотопные отношения как основа периодизации докембра.— «Изв. АН СССР, серия геологии», 1970, № 11.
7. Соботович Э. В., Рудник В. А. Свинцово-изохронный метод стратиграфического анализа.— «ДАН СССР», 1971, 199, № 4.
8. Старик И. Е., Меликова О. С., Соботович Э. В.— «Бюллетень комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций», 1955, № 1.
9. Старик И. Е. Ядерная геохронология. Изд-во АН СССР, 1961.
10. Соботович Э. В., Гращенко С. М., Ловцов А. Возраст пород Таромского карьера (Приднепровье) по данным свинцово-изотопного метода.— В сб.: Труды XI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, 1963.
11. Семененко Н. П. Геохронология докембра Украины. К., «Наукова думка», 1965.
12. Щербак М. П., Полевко И. И., Левковська I. P. Ізотопний вік акцессорних мінералів нижньої свити Криворізької серії.— «Геологічний журнал», 1969, вип. 3.
13. Бибикова Е. В., Тугаринов А. И., Зыков С. И. О возрасте седиментации Криворожской толщи.— В сб.: Труды XI сессии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., 1963.
14. Тугаринов А. И., Зыков С. И., Бибикова Е. В. О возрасте пород Криворожской серии.— В сб.: Труды X сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., 1962.
15. Семененко Н. П. и др. Геохронологическое обоснование нижней возрастной границы Криворожской серии.— «Изв. АН СССР, серия геологическая», 1974, № 11.

E. W. Sobotovich, A. A. Komaristy

THE USE OF LEAD ISOTOPES IN THE SEFFLEMENT
OF SOME GEOLOGIC PROBLEMS

Summary

Some possibilities of lead-isotopic investigations in geology are considered. By the example of fractional sublimation of lead from the grey Tokovian granite (Podstepnjansky gnarry) the possibility of creation of the new method of lead-isochronic dating of rocks is demonstrated.

Б. С. ПАНОВ, канд. геол.-мин. наук
Донецкий политехнический институт

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ, КИСЛОРОДА И УГЛЕРОДА
РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ДОНБАССА И ПРИАЗОВЬЯ

Изотопный состав серы. Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов Донбасса и его обрамления был изучен в изотопной лаборатории Фрайбергской горной академии (зав. лабораторией доктор И. Пилот) по методике, описанной в [12]. Дополнительно к отмеченным ранее [8] первым результатам работы сейчас имеются новые данные более 50 анализов, которые приведены в табл. 1 и на рис. 1. Они позволяют отметить некоторые интересные особенности распределения изотопов серы в исследованных пробах.

Прежде всего обращает на себя внимание однообразие и постоянство изотопного состава серы сульфидов продуктивных стадий Никитовского рудного поля, Дружковского рудопроявления, а также месторождений Нагольного Кряжа. Практически почти все полученные результаты лежат в области метеоритного стандарта с очень небольшим разбросом изотопных значений. Таким же является изотопный состав серы киновари месторождения Ширдаг в Западном Узбекистане. Особенно хорошо это выдерживается для киновари и антимонита Никитовки, а также золотоносных пиритов Остробугорского месторождения. Для последнего была сделана попытка выявить зависимость изотопного состава серы от глубины залегания руд. Однако вариации изотопного состава серы в образцах пирита и арсенопирита, отобранных в интервале глубин 50—1500 м, практически почти никаких различий не обнаруживают. Близость изотопного состава серы вышеуказанных сульфидов к составу серы метеоритного стандарта указывает на ее хорошую гомогенизацию в исходном веществе, что согласуется с представлениями о глубинном, гидротермально-магматическом происхождении серы.

Следует отметить, что аналогичные значения изотопного состава серы киновари Никитовского рудного поля были получены

В. И. Виноградовым [10]. Н. А. Озерова [10] склонна интерпретировать их по-иному, предполагая возможное участие в рудообразовании вод нефтяного типа. Разделяя мнение Н. А. Озеровой о том, что давать в настоящее время однозначный окончательный

$$\delta S^{34}_{\text{pp}} + 45,5 + 41,0 + 36,5 + 32 + 27,5 + 23,0 + 15 + 14,0 + 9,5 + 5,0 \quad 0 - 4 - 4,5 - 13,0 - 17,5 - 22,0 - 26,5$$

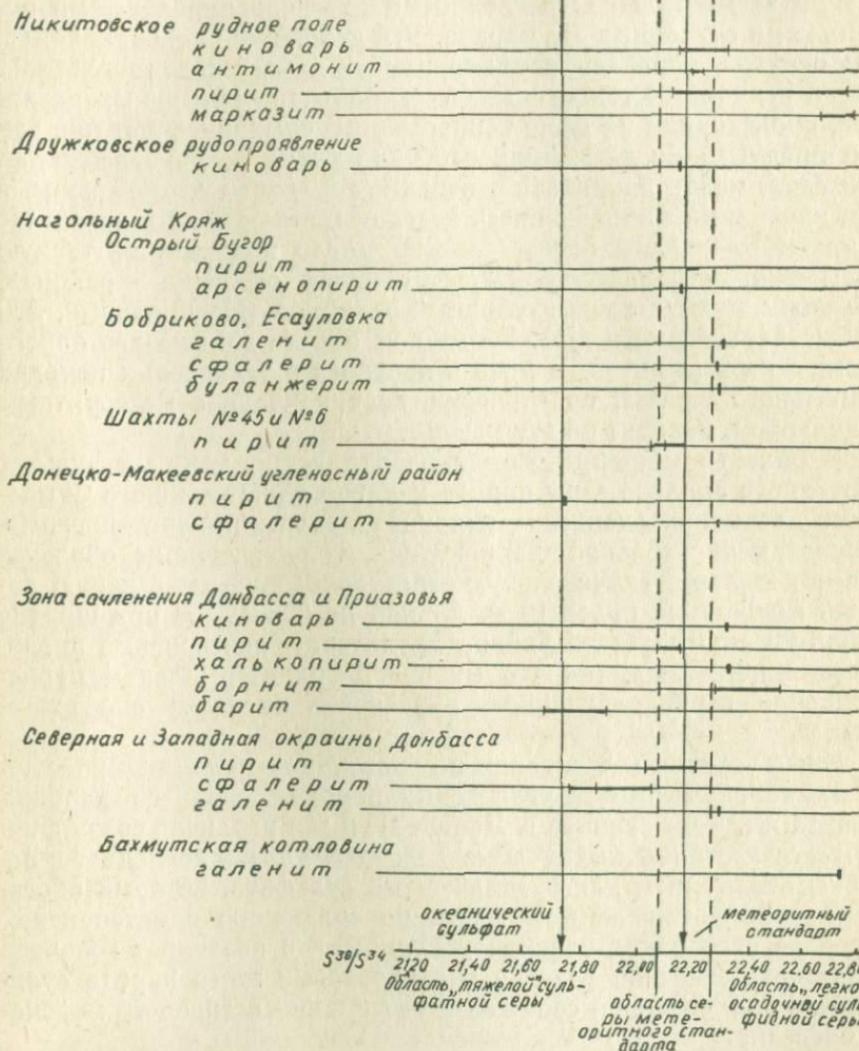


Рис. 1. Изотопный состав серы и минералов Донбасса и Приазовья.

тельный ответ на вопрос о происхождении сульфидной серы месторождений Главной антиклинали прежде временно, мы все же склоняемся на основании геологического-структурных, геофизических и палеографических данных к мнению о ее глубинном мантийном происхождении.

Основные металлогенические особенности Донецкого бассейна тесно связаны с зарождением и развитием серии глубинных разломов, расчленяющих кристаллические ложе бассейна на ряд блоков. В связи с этим прежнее мнение о плавном корытообразном прогибании ложа бассейна в период осадконакопления должно быть заменено представлением о грабенообразном опускании всего региона со сложными дифференцированными по-движками отдельных его блоков. Эти движения блоков, накопление осадков, проявления магматизма и другие явления, связанные с периодами тектонической активизации глубинных разломов, происходили на фоне непрерывного «дыхания» мантии, так что продукты ее дегазации, особенно такие летучие вещества, как сера, могли проникать в верхние горизонты земной коры, в том числе в накапливающиеся здесь осадочные толщи пород. Не исключено, что это обстоятельство могло повлиять на общую повышенную сернистость углей Донбасса, особенно в районах, где трассируются зоны глубинных разломов (Центральный, Алмазно-Марьевский и др.). Во всяком случае данные изотопного состава серы пиритов из линз и прослоев в угленосных породах Нагольного Кряжа, практически совпадающие с метеоритным стандартом, наводят на эту мысль.

В области метеоритного стандарта лежит также результат изотопного анализа серы пирита недавно обнаруженного Стыльского серноколчеданного рудопроявления, приуроченного к нижнекаменноугольной карбонатной толще. Пирит образует здесь довольно значительную гнездообразную массивную за-лежь мощностью более 10 м, длиной до 80—100 м при ширине около 25 м. Для этого района характерны интенсивные проявления магматизма, так что мнение о гидротермальном происхождении серноколчеданного оруденения является обоснованным.

Иные условия нахождения и образования мелких кристалликов и корок пирита в угленосных породах среднего карбона (шахта им. Челюскинцев г. Донецка), и это различие сразу фиксируется изотопными данными. Здесь δS^{34} почти совпадает с подобным значением для океанического сульфата, который обогащен на 20% тяжелым изотопом по сравнению с метеоритной серой за счет бактериальной редукции, что позволяет говорить в данном случае об участии в образовании этого пирита сульфатных вод, свободно сообщавшихся с водами древнего морского бассейна.

Интересны результаты изотопных анализов серы халькопирита и борнита с Раздольного. Здесь примечательно наличие в сере легкого ее изотопа S^{32} в повышенных количествах, в результате этого оба анализа попадают в область сульфидной серы, заключенной в осадочных породах и прошедшей биогенный цикл. В условиях затрудненного водообмена, например, при наличии мелководных заливов, ограничено сообщающихся с морским бас-

сейном, что приводит к изоляции иловых вод, участвующих в процессах минералообразования, возникают сульфиды со неоднородным изотопным составом серы [3]. Именно такой неоднородный состав наблюдается в сере халькопирита и борнита с. Раздольного. Судя по палеогеографическим данным, в среднем девоне море отдельными языками проникало в наиболее пониженные участки территории, где сейчас располагается зона сочленения Донбасса и Приазовья. Оно отложило здесь лагунноморские карбонатно-глинистые осадки. В связи с начальным этапом активизации региона в средне-верхнедевонское время по расколам кристаллического фундамента произошло внедрение в верхние этажи земной коры, в том числе в ее осадочный чехол, базальтового материала. Смешиваясь с терригенными осадками, он образовал эфузивно-осадочную толщу, к которой и приурочено медносульфидное оруденение. Таким образом, на процессы гидротермального рудообразования здесь оказала влияние сульфидная сера, рассеянная в толще девонских осадочных пород.

Присутствие повышенных количеств легкой сульфидной серы характерно также для киновари Докучаевского рудопроявления, и это неудивительно, так как термобарогеохимическими исследованиями газово-жидких включений установлено поступление серы в течение всего гидротермального процесса при активном участии в нем вмещающих пород [6].

Влияние вмещающих пород на процессы минералообразования продуктивных стадий, судя по изотопным данным, заметно для полиметаллических руд Нагольного Кряжа. Это, по-видимому, связано с длительностью протекания рудообразующего процесса, происходившего на фоне неоднократных тектонических подвижек. Широкое развитие основных рудных минералов района — сфалерита и галенита, образовавшихся главным образом в средние-поздние фазы гидротермального процесса и более локальное распространение минералов первых стадий (pirит, арсенопирит), наряду с заметными отличиями их изотопных составов могут свидетельствовать о различных масштабах проявления разных минералообразующих стадий. Для основных из них характерно большое площадное распространение, указывающее на циркуляцию гидротермальных растворов в значительной по своему объему толще пород, легкая сульфидная сера которых заимствовалась рудообразующими растворами и отлагавшимися из них минералами. Это обстоятельство может явиться важным дополнительным признаком, который необходимо учитывать при определении масштабов рудоотложений той или иной стадии и, следовательно, ее промышленной ценности и перспективности.

Для серы минералов рудопроявлений области сочленения южного склона Воронежской антеклизы с Донецким бассейном свойственны различные изотопные значения. Для серы пирита, сфалерита и галенита с. Вейделевки установлены соотношения изотопов, попадающие в область метеоритного стандарта или

близкие к ней. В последнем случае, как и в зоне сочленения Донбасса и Приазовья, также устанавливается влияние легкой сульфидной серы вмещающих оруденение карбонатных пород на изотопный состав сульфидов. Для рудопроявлений с. Марковки характерно утяжеление серы изотопом δS^{34} , что может быть связано с контаминацией рудоносных растворов сульфатной серой нижнекаменноугольных отложений, среди которых обнаружены недавно осадки соленосных лагун, существовавших на севере Донбасса в конце нижнего карбона вдоль Краснорецкого и других разломов [7]. По данным Г. Ф. Багно и В. Н. Машира [1], именно Краснорецкий разлом контролирует распространение полиметаллического оруденения в этом районе.

Оригинален изотопный состав серы сфалерита, заполняющего центральную часть пиритовой конкреции в угленосной толще нижнего карбона Павлоградского района. Значительное обогащение тяжелым изотопом серы (+17,6) может свидетельствовать о процессах восстановления сульфатной серы в условиях ограниченного ее запаса. При диагностическом характере подобных конкреций это могло иметь место в случае затрудненного водообмена в том илистом осадке, где происходило образование сфалерита и пирита. В этом отношении полученные изотопные данные сходны с теми, которые установлены для серы баритовых конкреций в киевских мергелях севера Донбасса [4].

В изотопном составе серы галенита, вкрашенного в нижнепермские доломиты Бахмутской котловины доминирует легкий изотоп, так что здесь основным источником сульфидной серы, были, по-видимому, сульфаты подземных вод седиментационного генезиса, которые прошли через стадию сульфатредукции. Эта стадия в пластах содержащих органику доломитов, по которым циркулировали термальные воды, образовавшие галенит и другие сульфиды имела, вероятно, биогенный характер, так что представление о магматическом источнике серы в данном случае не подтверждается. Однако для окончательного решения этого вопроса необходимы более детальные исследования всех сульфидов, вкрашенных в доломитах нижней перми, а также барита и других сульфатов, прослойки которых установлены среди карбонатных пород.

Приведенные данные свидетельствуют о многообразии и большой сложности процессов рудообразования, происходивших в Донецком бассейне. При доминирующем значении глубинной серы гидротермально-магматогенного происхождения активную роль в процессах минералообразования играла сульфидная сера вмещающих оруденение осадочных пород (поздние пирит и марказит Никитовского рудного поля и др.), а также сульфатная сера вадозных вод. При этом относительная роль последней в гидротермальных контаминированных растворах заключительных стадий минералообразований, когда наблюдалось угасание магматогенно-ювенильной деятельности, значительно возрастает.

ла. Это привело к образованию минералов, заметно утяжеленных изотопом S^{34} , как, например, баритов зоны сочленения Донбасса и Приазовья.

Изотопный состав кислорода и углерода. Об активном влиянии вещества осадочных пород на характер гидротермальных процессов и образованной ими минерализации при ведущей роли ювелирной составляющей, как это нами совместно с В. А. Корчемагиным и И. Пилотом отмечалось [9], указывают данные изотопного состава кислорода и углерода карбонатов Донбасса. Карбонаты являются широко распространенными здесь минералами: они известны среди различных пород, особенно известняков и доломитов зоны сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом, их находки нередко устанавливаются в угленосных отложениях бассейна, среди полиметаллических жил Нагольного рудного района и т. д. (табл. 1).

Несмотря на широкое развитие в регионе этих минералов детальные комплексные исследования изотопного состава углерода и кислорода в них еще не проводились, между тем эти данные могут помочь выявлению важных особенностей как их генезиса, так и другой, парагенетически с ними связанной минерализации.

Приведенные в табл. 2 и на рис. 2 результаты анализов получены в изотопной лаборатории Фрайбергской горной академии (аналитик доктор И. Пилот) по методике Mc. Сгеа [13]. Эти результаты изотопных анализов кислорода выражены значениями δO^{18} в промиллях относительно кислорода международного стандарта SMOW (средней океанической воды), а также относительно опорного Чикагского стандарта PDB, между которыми существует следующая зависимость: $\delta_{SMOW} = \delta_{PDB} \cdot 1,03 + 29,5\%$. Полученные величины δC^{13} тоже выражены относительно стандарта PDB, для которого принято значение $\delta C^{13} = 0$. Определение соотношений изотопов кислорода и углерода выполнялось на улучшенном массспектрометре типа МАТ-СНЗ по углекислому газу, возникающему в результате разложения карбонатов 100%-ной ортофосфорной кислотой. Погрешность измерений составляла для $\delta O^{18} = \pm 0,5\%$, для $\delta C^{13} = \pm 0,3\%$.

Полученные данные, несмотря на относительно небольшое количество анализов, позволяют сделать некоторые заключения, особенно при сопоставлении с имеющимися данными ряда исследователей по различным районам мира, обобщенными в [12, 15 и др.]. При рассмотрении полученных данных обращает на себя внимание примечательная группировка результатов изотопных отношений. Четко обособляются две области, каждая из которых объединяет пробы карбонатов с близкими или сходными изотопными значениями. В первую из них (A) попадают анкериты Нагольного Кряжа, находящиеся в тесной парагенетической ассоциации со сфалеритом, буланжеритом и другими рудными минералами. По своим значениям $\delta O^{18} (-12,0$ и $-12,6)$, а также

Таблица 1

Изотопный состав серы минералов Донбасса и Приазовья

Номер пробы	Минерал	Условия нахождения	$\sigma S^{34} \text{ ‰}$
1	2	3	4
I. Никитовское рудное поле			
1	Киноварь	Массивные выделения в поперечной жиле 516 среди Чегарникских песчаников. Горизонт 270 м, шахта 2-бис	+0,4
32	Киноварь	Массивные выделения в диагональной жиле. Камерок 16, там же	+0,5
36	Киноварь	Массивные выделения в пластовом рудном теле. 5-й западный штрек, там же	+0,15
6210	Киноварь	Скопления в продольном рудном теле. Горизонт 270 м, шахта 2-бис	-1,4
2	Киноварь	Кристаллы в виде хорошо образованных двойников прорастания. Шахта 2-бис	-0,4
1п	Киноварь	Призматические кристаллы в глинистых сланцах ниже Чегарникских песчаников	+1,1
35	Киноварь	Вкрапления в раздробленных и окварцованных песчаниках жилы 516. Там же	+0,55
6233	Киноварь	Вкрапления удлиненных кристаллов в Чернокурганских песчаниках. I уступ карьера	-7,1
33	Антимонит	Сплошные игольчатые массы в парагенезисе с киноварью из диагональной жилы. Камерок 16, гор. 270 м, шахта 2-бис	-1,8
6200	Антимонит	Массивные выделения в песчаниках горизонта 210 м, шахта 2-бис	-1,0
6226	Пирит	Зернистые выделения, там же	+2,2
31	Пирит	Зернистые выделения в парагенезисе с киноварью. Жила 516, горизонт 270 м, шахта 2-бис	-1,8
6180	Пирит	Мелкозернистые агрегаты со следами выщелачивания в виде корок на песчанике. Горизонт 330 м, шахта 2-бис	-18,7
6181	Пирит	Среднекристаллические коркообразные агрегаты, там же	-25,0
6223	Марказит	Мелкозернистые скопления, шахта 2-бис, 1-й восстающий штрек	-25,9
6224	Марказит	То же, шахта 2-бис, горизонт 210 м	-21,1
II. Дружковское рудопроявление			
6231	Киноварь	Мелкокристаллические выделения в парагенезисе с диккитом из прожилка в глинистых сланцах. Скв. 441, глубина 535 м	+1,1

1	2	3	4
---	---	---	---

III. Район Нагольного Кряжа

		а) Острый бугор	
11	Пирит	Мелкозернистые вкрапления со следами перекристаллизации согласные с напластованием глинистых сланцев. Скв. 2379, глубина 53 м	-1,0
23	Пирит	Метакристаллы в глинистых сланцах. Скв. 2379, глубина 806 м	-1,3
26	Пирит	Зернистые образования в кварцево-сульфидном прожилке. Скв. 2379, глубина 814 м	-1,0
30	Пирит	Конкремция в глинистых сланцах, скв. 2379, глубина 917 м	-0,2
3487	Пирит	Вкрапления в мелкозернистом песчанике. Скв. 2379, глубина 1482 м	-0,7
6199	Арсенопирит	Кристаллические выделения из прожилка в песчано-глинистых сланцах. Скв. 2379, глубина 1398 м	+0,6
6010	Буланжерит	(Есауловка, шахта Капитальная) Рудная жила «Крокодил»	-4,9
		б) Бобриково	
248	Галенит	Кубические кристаллы из рудного прожилка в песчаниках. Опорная скв., глубина 252 м	-5,6
1в 505	Галенит Сфалерит	То же, глубина 2776 м Рудная жила, шахта «Надежда»	-4,6
		в) Угольная шахта № 45	
6182	Пирит	Переслаивание мелкозернистых линзовидных выделений с тонкими углисто-глинистыми прослоями в пласте угля h_{10} . Горизонт XV, бремсберг 3	+4,9
6183	Пирит	Прожилки в зоне дробления, 15-й откаточный штрек	+0,4
6215	Пирит	Включения в пласте h_{11} , шахта № 6 Дарьевская	+4,6
6225	Пирит	Включения в пласте h_{10} , там же	+5,7

IV. Донецко-Макеевский угленосный район

6196	Пирит	Мелкозернистые корковидные агрегаты на контакте пластов известняка L_1 и угля k_8 . Шахта 1 им. Челюскинцев, г. Донецк	+19,0
6232	Сфалерит	Тетраэдрические кристаллы на стенах пустот выщелачивания в известняке L_1 , там же	-5,1
6187	Сера	Налеты и корки в местах горения террикона, там же	-0,4

1	2	3	4
V. Зона сочленения Донбасса и Приазовья			
6179	Киноварь	Сростки кристаллов в карбонатно-глинистом материале карстовых воронок среди доломитизированных известняков нижнего карбона. Рудник Восточно-Доломитный	
3	Киноварь	Кристаллические выделения призматического габитуса, там же	-6,2
6177	Пирит	Гнездообразные скопления сплошных крупнозернистых масс в доломитах нижнего карбона. Рудник Стыльский	-6,5
6178	Пирит	Массивные агрегаты мелкозернистого пирита, там же	+4,0
6185	Халькопирит	Прожилково-вкрапленные выделения в палеобазальтах села Раздольного	+0,6
6184	Борнит	То же	-7,1
48	Борнит	Пятнистые выделения в палеобазальтах. Участок Горняцкий вблизи г. Докучаевска	-14,6
6227	Барит (белый)	Вкрапления и прожилки в гранитах	-5,1
6228	Барит (розовый)	б. Баритовая у рудника Дальнего	+12,1 +22,4
VI. Северная и западная окраины Донбасса			
6222	Пирит	Линзовидные выделения в кровле угольного пласта I_1^2 . Шахта «Криворожье» Кадиевуголь	
0	Галенит	Вкрапления в известняках C_1 , с. Вейделевка, южный склон Воронежской антиклизы	+5,7
6	Сфалерит	Там же	-5,7
331	Пирит	Там же	+4,6
326	Пирит	Вкрапления в известняках C_1 , с. Марковка южный склон Воронежской антиклизы	-2,1
325	Сфалерит	Совместное с галенитом и пиритом, приурочено к карбонатным прожилкам в породах карбона северной зоны мелкой складчатости с. Иллирия	+13,3
15	Сфалерит	Из центральной части пиритовой конкреции в угленосной толще C_1 Западного Донбасса (район г. Павлоград)	+6,0 +17,6
VII. Бахмутская котловина			
	Галенит	Вкрапления в пласте доломита R_2 нижней перми, пос. Гольма	-24,1
VIII. Западный Узбекистан			
	Киноварь	Вкрапления и прожилки в известняках девона, рудопроявление Ширдаг, Гиссарский хребет	+3,1

Таблица 2

Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов Донбасса и Приазовья

Номер пробы	Минерал и условия его нахождения	Изотопный состав кислорода		Изотопный состав углерода δC^{13}
		δO^{18}_{SMOW}	δO^{18}_{RDV}	
Нагольный Кряж				
6211	Анкерит белый жильный в парагенезисе с сульфидами. Есауловское полиметаллическое месторождение, точка	+16,6	-12,6	-9,7
6212	Анкерит кремовый, там же	+17,2	-12,0	-6,4
Зона сочленения Донбасса				
6202	Доломит кристаллический, рудник Восточно-Доломитный, горизонт 100 м, C_{1t}	+17,7	-11,5	+1,0
6218	Кальцит белый кристаллический; там же	+16,7	-13,3	+0,1
6216	Кальцит розовый, там же	+15,3	-14,6	-3,3
6217	Кристаллы кальцита, рудник Восточный	+19,6	-10,5	+0,7
6219	Жильный кальцит в парагенезисе с полиметаллами. Рудник Южный Комсомольского рудоуправления	+15,1 +13,0	-16,4 -13,0	-0,4 -2,0
Угленосная толща Донбасса и Приазовья				
6221	Кальцит в кровле пласта угля шахты Криворожье, Кадиевуголь	+20,4	-9,7	+0,7
6220	Кальцит в виде хорошо образованных кристаллов в пустотах выщелачивания известняка L_1 . Шахта № 1 им. Челюскинцев, г. Донецк	+20,3	-10,3	+1,0
6203	Анкерит розовый, там же	+20,7	-8,5	-1,0

$\delta C^{13}(-6,4$ и $-9,7)$ эти анкериты соответствуют типичным гидротермальным ювенильным карбонатам, практически аналогичным карбонатам Фрайберга или Пржибрама [11]. Полученный по указанным изотопным данным вывод о ювенильном магматогенно-гидротермальном генезисе анкеритов Нагольного Кряжа находится в соответствии с имеющимися геологического-структурными и минералого-геохимическими данными об этих месторождениях, а также не противоречит приведенным выше сведениям об изотопном составе серы сульфидов их рудных залежей.

Карбонаты из угленосной толщи Донбасса и известняково-доломитовых отложений зоны сочленения располагаются в верхней части диаграммы достаточно близко друг к другу, образуя одну разделяющуюся на две ветви область. В первую из них (пробы 6202—6219) попадают кальцит и доломит зоны сочлене-

ния, а во вторую — карбонаты из угленосных пород. Вся область значительно удалена от поля типичных осадочных карбонатов, объединяющего, например, результаты изотопных значений карбонатов цехштейна и медистых сланцев ГДР. Значения δO^{18} и δC^{13} изученных проб кальцита, доломита и анкерита не выходят

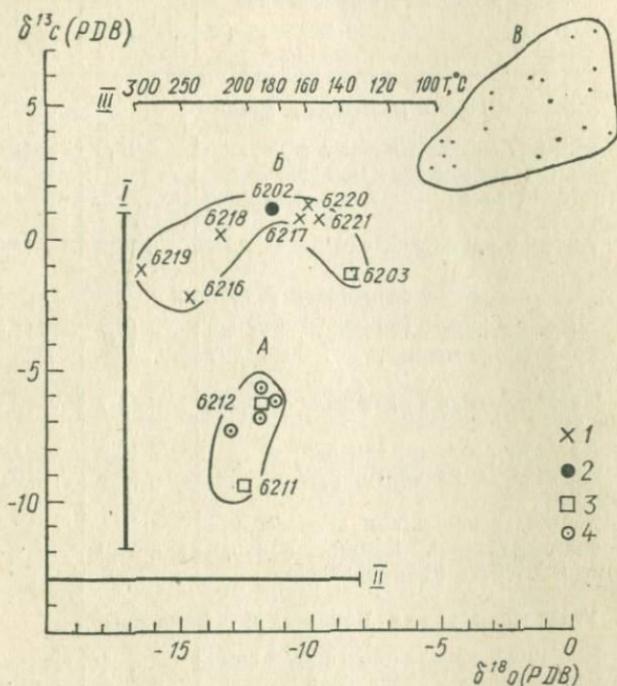


Рис. 2. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов Донбасса и Приазовья:

1 — кальцит; 2 — доломит; 3 — анкерит; 4 — карбонаты полиметаллического месторождения Пржебжан [11]; I, II — границы значений δO^{18} и δC^{13} для гидротермальных карбонатов [12]; III — температурная экспериментальная шкала для системы вода—кальцит [12]; А — область анкеритов Нагольного Кряжа; Б — область карбонатов известняково-доломитной и угленосной толщи нижнего и среднего карбона Донбасса; В — поле осадочных карбонатов цехштейна и медистых сланцев ГДР [15].

за пределы линий I и II, ограничивающих поле гидротермальных карбонатов. Вместе с этим наблюдается довольно заметный разброс полученных данных, особенно по значению δO^{18} (от $-16,4$ для пробы 6219 до $-8,5$ для пробы 6203), что может указывать на менее гомогенизированный, чем в случае анкеритов Нагольного Кряжа, источник минералообразования. При обсуждении полученных результатов следует иметь ввиду, что участки отбора проб карбонатов юго-западная часть бассейна, Донецко-Макеевский угленосный район, северная область мелкой складчатости) находятся в зонах влияния глубинных разломов субширотного и субмеридионального направлений, так что заклю-

чение о термальном характере растворов, отложивших эти карбонаты, не будет неожиданным.

Для решения вопроса о характере этих гидротерм — являлись ли они ювенильными или подогретыми водозными водами — одних лишь значений δO^{18} недостаточно. Здесь интересны выявляющиеся различия при сопоставлении температур гомоненизации первичных газово-жидких включений изученных карбонатов (110 — 170° по Е. Г. Осадчему) с экспериментальными значениями температур образования, найденными по шкале δO^{18} — $T^\circ\text{C}$ для системы вода — кальцит (доломит [10]), которые могут указывать на обеднение гидротерм изотопом O_{18} . Это, по-видимому, объясняется примешиванием водозных вод к ювенильным. При этом доля примесных водозных вод, зависевшая от конкретной палеогидрогеологической обстановки, могла колебаться в значительных пределах. Такие колебания и сказываются по значениям δO^{18} на разобщенности областей размещения карбонатов зоны сочленения и угленосной толщи, которые, в общем, занимают промежуточное положение между типично гидротермальными (область А) и осадочными (область В) образованиями. На это же обстоятельство указывают найденные в исследованных карбонатах значения δC^{13} (от $-3,3$ до $+1,0\%$). Некоторое утяжеление углерода в изученных минералах относительно типичных гидротермальных образований свидетельствуют, по всей видимости, о заимствовании изотопа C^{13} из осадочной толщи.

Подобное явление установлено при изучении гидротермальных углеродистых соединений некоторых ртутных и полиметаллических месторождений Северного Кавказа, особенно приуроченных к осадочным толщам, таких как Перевальное ртутное и другие [5]. По-видимому, существенное влияние осадочных пород на характер гидротермальных рудообразующих процессов является достаточно широко распространенным не только в Донецком бассейне. Проведенные исследования подтверждают представления о полигенном происхождении гидротермальных рудообразующих растворов [2], образовавших залежи различных эндогенных руд в Донецком бассейне и Приазовье. Источником рудообразующих компонентов этих залежей являлись как породы земной коры, так и более глубинные подкоровые зоны, включая вещество верхней мантии.

Оценка изотопных данных с точки зрения корреляционного металлогенического признака с учетом изотопного состава рудного свинца в сочетании с геологоструктурными данными указывают на общее сходство месторождений и рудопроявлений в пределах отдельных зон Донецкого бассейна, таких, например, как Центральная, которая приурочена к области Главной антиклинали Донбасса и ее северо-западному продолжению. Устанавливается вместе с этим значительная сложность генезиса рудной минерализации в связи со многими факторами, в том числе стадийностью процессов тектоно-магматической активизации в ре-

тионе и активным участием в рудообразовании как древнего кристаллического субстрата, так и более молодых осадочных пород, смещающих оруденение. Приведенные факты по изотопии рудных свинцов серы, кислорода и углерода дополняют сведения о минералогии региона, помогая расшифровке генетических вопросов и перспективно-прогнозной оценке отдельных рудопроявлений, месторождений и рудных полей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багио Г. Ф., Машир В. Н. О новых проявлениях свинцово-цинкового оруденения в каменноугольных отложениях на южном склоне Воронежской антиклизы.— «Геологический журнал», 1969, 29, вып. 1.
2. Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Николаенко В. И. Современные проблемы эндогенного рудообразования. К., «Наукова думка», 1972.
3. Виноградов В. И. Распределение серы в минералах рудных месторождений.— В кн.: Изотопы серы и вопросы рудообразования. М., «Наука», 1967.
4. Виноградов В. И., Заричкий П. В. Изотопный состав серы, баритовых конкреций в киевском мергеле Донбасса.— «ДАН СССР», 1968, 280, № 2.
45. Германов А. И. и др. Исследование изотопного состава углерода гидротермальных углеродистых образований некоторых ртутных и полиметаллических месторождений Кавказа.— В сб.: IV Всесоюзный симпозиум по геохимии стабильных изотопов. М., 1972.
6. Зачиха Б. В. и др. О генезисе и геохимических особенностях ртутного оруденения южной части Донбасса.— «Геологический журнал», 1972, 22, вып. 2.
7. Зеленская П. И., Козак Г. П., Тхоржевский С. А. Хемогенные осадки в нижнекаменноугольных отложениях на северной окраине Донбасса.— «ДАН СССР», 1967, 177, № 2.
8. Панов Б. С., Пилот И., Корчемагин В. А. Новые данные об изотопах серы сульфидов Донбасса.— «ДАН УССР», 1973, серия Б, № 1.
9. Панов Б. С., Корчемагин В. А., Пилот И. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов Донбасса.— «ДАН УССР», 1974, серия Б, № 3.
10. Сауков А. А., Айдиньян И. Х., Озерова Н. А. Очерки геохимии ртути. М., «Наука», 1972.
11. Хладикова Я., Помоурни К., Шмейкал В. Изотопный состав углерода и кислорода в гидротермальных кальцитах и доломитах некоторых месторождений из области Пржибрам, Чехословакия.— В сб.: IV Всесоюзный симпозиум по геохимии стабильных изотопов. М., 1872.
12. Nagzer D. Izotopen geochemische Untersuchungen (O^{18} und C^{13}) an hydrothermalen Mineralen aus Ganglagerstätten der DDR. Freiberger Forschungshefte. 1970.
13. Mc. Crea J. M. On the isotopic chemistry of carbonates and paleothermperature.— «J. Chem. Phys.», 1950, 18.
14. Pilot J. Methodik der Schwefelisotopenuntersuchungen.— Wiss. Z. Humboldt Univ. Berlin. Ges. u. Sprachwiss R., Beil., 1964, 13, 6, 87.
15. Rösl H. I. a. o. Isotopengeochemische Untersuchungen (O , S , C) an Salinar und Sapropelsedimenten Mitteleuropas.— In: XXIII Intern. geol. Congr., v 6. 1968.

ISOTOPIC COMPOSITION OF SULPHUR, OXYGEN AND CARBON
ORE MINERALISATION OF THE DONETS BASIN AND PRIAZOVIA

Summary

This article gives us a new information on sulphur, oxygen and carbon isotopes of this region. The results of the investigation establishes a polygenetic source of the ore matter. These isotopic correlations point out on the main part of magmatic juvenile composition in the process of the ore genesis with the traces of the participation vadose water of deep circulation.

М. И. ТОЛСТОЙ, проф., Н. Н. ЖУКОВ, канд. техн. наук
Киевский университет

ОБ ОПРОБИРОВАНИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ
ПРИ ИХ ОБЩЕЙ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ
ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ

Достоверность решения геологических задач методами прикладной геохимии, в частности задач, основанных на изучении количественных особенностей распределения химических элементов, во многом предопределяется представительностью фактического материала и правильностью его отбора.

Общими посылками при этом могут быть следующие. Любая горная порода в общем случае не является однородной, а состоит из неравномерно распределенных минеральных агрегатов. Если порода содержит n минералов T_j , то концентрация элемента x может быть выражена зависимостью

$$x = \frac{1}{g} \sum_{j=1}^n g m_j d_j = \sum_{j=1}^n m_j d_j,$$

где g — масса породы; m_j — содержание минерала T_j в породе; d_j — содержание элемента x в минерале T_j . Значения d_j выражают распределение концентраций элемента x в минералах T_j породы. Вариация m_j обусловлена всевозможными значениями, определяемыми распределением пропорций минерала T_j в породе. Отсюда следует, что распределение химических элементов в горных породах зависит от мономинерального баланса и характера распределения химических элементов в минералах пород.

С другой стороны, наблюдаемое распределение химических элементов в геологическом образовании можно представить в виде

$$P_{\text{наб}} = P_{\text{пер}} + P_{\text{лок}} + P_{\text{фл}} + P_{\text{вш}},$$

где $P_{\text{рег}}$ — региональная составляющая значения признака, обусловленная генезисом, условиями формирования, особенностями строения и глубиной эрозионного среза поверхности опробования геологического тела; $P_{\text{лок}}$ — локальная составляющая распределения признака, обусловленная проявлениями гибридизма, поздне-послемагматическими процессами и другими явлениями, преимущественно «наложенными» на региональное распределение признака в объекте; $P_{\text{фл}}$ — величина флюктуаций признака за счет структурно-текстурных неоднородностей породы, в свою очередь наложенных на первые; $P_{\text{ош}}$ — ошибка анализа.

Вклад каждой составляющей в распределение признака и формы их проявления могут быть различными. В частности, региональная составляющая устанавливается в пределах больших площадей и проявляет себя обычно в виде функциональной зависимости от координат точек наблюдений. Подобный неслучайный характер носит и вторая составляющая — $P_{\text{лок}}$, выражаяющаяся в виде локальных изменений поля значений геохимических признаков, наложенных на более низкочастотное региональное геохимическое распределение. Сумма локальной и региональной составляющих, рассматриваемая как функция от координат точек геологического тела, дает его геохимический тренд. Последние же две составляющих наблюдаемых распределений носят стохастический характер.

При различных схемах опробования и анализа мы будем получать различные характеристики наблюдаемых распределений, в частности, оценки дисперсии и асимметрии. Максимальная дисперсия флюктуаций признака будет наблюдаться при опробовании объекта пробами размером в одно минеральное зерно. Наоборот, значения флюктуаций будут уменьшаться при увеличении размера проб.

Весьма существенное влияние на достоверность сведений об истинном распределении химических элементов в горных породах оказывает точность анализа. При достаточно грубом анализе распределение его ошибок может совершенно затушевывать интересующее нас региональное или локальное распределение элементов в исследуемом геологическом образовании.

Под оптимальным способом опробования в общем случае понимается такой способ отбора проб в исследуемом объекте, которым достигается наилучшая точность решения задачи при минимальном объеме наблюдений. Применительно к рассматриваемой задаче выбора оптимального способа геохимического опробования при характеристике особенностей распределения химических элементов в геологических образованиях планирование опробования должно производиться таким образом, чтобы максимально подавить или исключить влияние флюктуаций признака, а также свести к минимуму ошибки анализа. В конечном итоге необходимо добиться наилучших оценок числовых характеристик при минимальных затратах. При этом наилучшее ре-

шение обеспечивает оптимизация всех основных компонент способа опробования: расположения пунктов отбора проб, количества проб, способа отбора проб в пункте опробования, методики измерений. На практике та или иная компонента способа опробования может иметь в зависимости от задачи и конкретных условий опробования (характер обнаженности, масштаб работ, наличие или недостаток априорной информации о распределениях признаков) главенствующее значение.

1. Выбор способа отбора проб (*представительность проб*). Под представительностью в общем виде понимают правильность отображения каких-либо показателей изучаемого объекта по выборочному его обследованию, а под *представительностью* одиночной пробы — соответствие содержания компонентов в пробе содержанию в геологическом объекте, из которого взята данная пробы.

На представительность отдельной штуфной пробы существенное влияние оказывает ее размер (вес), структурно-текстурная неоднородность породы ($P_{\text{Фл}}$), ошибки анализа ($P_{\text{ош}}$).

Опробование пород сборными пробами приводит к резкому уменьшению дисперсии флюктуаций по сравнению с штуфными пробами. Это объясняется значительно большей представительностью сборных проб, чем штуфных за счет подавления структурно-текстурных неоднородностей пород, осреднения значений исследуемых признаков и других факторов. Изучение автокорреляции геохимических полей гранитов, например, на разных расстояниях между пунктами наблюдений показало, что флюктуации геохимического поля становятся независимыми на расстояниях не более 30 м, причем корреляция между ними достигает малых значений (уже 5 м, а часто и до 1 м). Наилучшее осреднение при опробовании сборными пробами достигается в том случае, если флюктуации признаков в частных пробах взаимно независимы, в связи с чем практически приемлемым следует считать отбор частных проб в сборной на расстояниях друг от друга 1—5 м (для гранитов).

Оптимальным весом частной пробы магматических пород следует считать 50 г, так как дальнейшее увеличение веса штуфных проб изменяет дисперсию концентраций химических элементов незначительно.

Практически приемлемым при решении петрогохимических задач с использованием приближенно-количественного спектрального анализа, обладающего воспроизводимостью определений около 20%, можно считать (для магматических пород) отбор в сборную пробу от 5 (для среднезернистых гранитоидов) до 10 (для крупно-гигантозернистых, неравномернозернистых габброидов и гранитоидов) частных проб. Отбор частных проб в сборную может производиться или методом «пунктирной борозды» (при опробовании скважин и профилей) с «шагом» от 1 до 5 м, или способом «конверта» (на обнажениях).

Точность результатов опробования можно повысить за счет дублирования анализов, путем выполнения кратных измерений. Оптимальное соотношение между числом частных проб n в сборной пробе и числом кратных измерений r определяется отношением природной и аналитической дисперсий

$$n/r = \sigma_{\text{пр}}/\sigma_{\text{ош}},$$

где $\sigma_{\text{пр}}$ — среднее квадратическое отклонение природных значений признака, оцениваемое из выражения $\sigma_{\text{пр}} = \sqrt{\sigma_n^2 - \sigma_{\text{ош}}^2}$, σ_n^2 — дисперсия значений признака в пределах участков, по площади близки к средней ячейке сети опробования; $\sigma_{\text{ош}}^2$ — дисперсия ошибок анализа.

2. *Размещение пунктов опробования.* Расположение пунктов опробования в пределах исследуемого объекта определяется задачей опробования и способом ее решения, однородностью строения геологического тела, его обнаженностью и другими факторами.

Наиболее распространенными задачами площадных петро-геохимических исследований являются:

а) оценка статистических параметров распределения химических элементов, петрогенных окислов или минералов в геологических объектах или их частях;

б) исследование особенностей пространственного распределения тех или иных признаков («тенденций распределения») в геологических образованиях;

в) поиски участков локальных аномалий в распределении признаков (эндогенных ореолов, зон метасоматической переработки пород, окаторудных изменений и т. д.).

Рекомендации и требования по решению третьей поисковой задачи достаточно полно описаны в соответствующих руководствах и инструкциях [1, 2]. Что же касается первых двух задач, то при выборе сетей опробования для их решения необходимо учитывать как характер решаемой задачи, так и способ ее решения. Целью первой задачи является получение статистических оценок распределения признаков в геологических образованиях или их частях. Достоверность ее решения в значительной мере зависит как от количества выборочных данных, так и от того, насколько геологически и статистически однороден объект исследований, насколько независимо распределение интересующих нас признаков в пунктах опробования.

Требование геологической однородности должно реализоваться путем тщательного геологического и петрографического сопровождения опробования, отбора проб, безусловно принадлежащих определенным объектам или их фациальным разновидностям, и проверяется соответствующими статистическими критериями.

Обеспечение же условия взаимной независимости признака в пунктах опробования требует, строго говоря, экспериментально-

го опробования определенной части исследуемого объекта переменной сетью с последующим изучением величины коэффициента корреляции между наблюдениями в пунктах, отстоящих друг от друга на определенном расстоянии, от величины этого расстояния. На этой основе выбирается такое расстояние между пунктами отбора проб, при котором коэффициент автокорреляции практически равен нулю (незначительно отличается от нуля). При этом определяется такой минимальной величины участок исследуемой площади, на котором дисперсия распределения признака сравнима с дисперсией признака по объекту. Эта величина определяет минимально возможную «площадь влияния» одной пробы (или ячейки сети опробования), обеспечивающую выполнение указанных условий.

Для проверки гипотезы о статистической однородности наблюдений пользуются критериями χ^2 или g^2 .

Пример применения критерия χ^2 для изучения зависимости распределения исследуемого признака в пунктах опробования приводится ниже.

В пределах одного из гранитоидных массивов Центрального Казахстана, отличающегося хорошей обнаженностью, было отобрано по сети 500×200 м 180 проб. Площадь была разбита на $k=6$ участков (R_j) с равными количествами проб в каждом. В пробах количественным методом были проанализированы содержания молибдена, которые были также разнесены в 6 интервалов Δ_i . Математическое ожидание количества попадающих одновременно в R_j и Δ_i наблюдений для каждого j и i оценивается значением $180 \cdot \frac{1}{6}^2 = 5$. Количество же фактических наблюдений, попавших в соответствующие области и интервалы, представлено в табл. 1.

Значение χ^2 для проверки гипотезы об отсутствии закономерной тенденции в поведении молибдена в массиве составило 38,4, что превосходит критическую границу распределения χ^2 с $(k-1)^2 = (6-1)^2 = 25$ степенями свободы для 5%-ного уровня значимости, равную 37,7 [5]. Таким образом, с вероятностью ошибки 0,05 следует признать наличие закономерной тенденции в распределении молибдена в пределах исследуемого массива и, следовательно, существенной статистической зависимости наблюдений при выбранной сети опробования.

При уменьшении же участка опробования до 100×100 м значение χ^2 составило 28,0, что соответствует уровню значимости

Таблица 1
Количество фактических наблюдений

Δ_i	R_1	R_2	R_3	R_4	R_5	R_6
Δ_1	8	6	9	4	1	2
Δ_2	5	8	7	4	3	3
Δ_3	6	4	6	8	2	4
Δ_4	3	4	2	6	10	5
Δ_5	5	4	4	5	5	7
Δ_6	3	4	2	3	9	9

критической области 0,31 и характеризует статистическую независимость распределения молибдена в пунктах опробования (область локальной однородности распределений). Следовательно, указанной проверкой возможно не только выявить наличие взаимосвязи распределения исследуемых признаков при данной сети опробования, но и определить условия обоснованного использования статистических методов при анализе геохимических данных.

Сущность критерия g^2 (метода последовательных квадратов) состоит в следующем. Если x_1, x_2, \dots, x_n — линейно упорядоченные наблюдения (по профилю, скважине), расположенные на фиксированных расстояниях друг от друга, то гипотеза о наличии тенденции в ряду этих наблюдений принимается (с вероятностью ошибки $1-q$), если выполняется условие

$$g^2/\check{D} < 1 - u_q \quad \overline{(n-2)/(n^2-1)},$$

где D — оценка дисперсии распределения признака —

$$\check{D} = 1/(n-1) \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2,$$

U_q — q -квантиль $(0; 1)$ -нормального распределения, определяемый по таблицам [5]; n — число наблюдений. Можно построить график $g^2=f(r)$ зависимости статистики g^2 от расстояний между последовательными наблюдениями x_i, x_{i+1} , который будет наглядно иллюстрировать изменение взаимозависимости наблюдений с увеличением расстояний между пунктами опробования. При расстояниях, для которых g^2 становится близким к уровню D , значения признака могут рассматриваться как независимые наблюдения случайной величины.

Аналогичная зависимость проявляется при изучении зависимости дисперсии распределений химических элементов от площади опробования участков исследуемого объекта.

На рисунке представлены обобщенные схематизированные зависимости оценок дисперсии D распределения элементов от площади S опробования для интрузивных (а) и эфузивных (б) образований (масштаб по оси абсцисс логарифмический). Их рассмотрение позволяет отметить, что интрузивные породы отличаются неоднородностью распределения. Можно отметить три области: первую — до значения S_1 , вторую — $S_1 S_2$; третью — от значения S_2 и далее. В первой и третьей областях отмечается независимость D от S , тогда как во второй, находящейся между ними, проявляется отчетливая зависимость, выражаемая монотонно возрастающей функцией. В первой области вариация признака определяется структурно-текстурными неоднородностями пород и не зависит от региональной изменчивости. Она может быть названа областью локальной независимости распределения признаков от площади опробования. Значение D , соответствую-

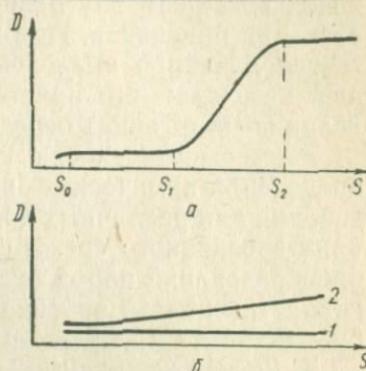
щее этой области, оценивает дисперсию ее локальной геохимической неоднородности. Вторая область ограничивает область проявления регионального изменения признаков в пределах исследуемых геологических тел и может быть названа областью проявления регионального тренда или региональных тенденций изменения признака. Третья область фиксирует региональную независимость распределения признаков от площади опробования.

В эфузивных же образованиях (б) поведение химических элементов иное: для трудно мигрирующих элементов (1) наблюдается независимость их распределений от расположения пунктов опробования, для подвижных (2) — явная зависимость, начиная с площади порядка 10^3 м^2 .

Решение задачи, связанной со статистической оценкой распределения химических элементов в магматических телах, должно производиться при их опробовании в пунктах, отстоящих друг от друга на расстоянии, обеспечивающем взаимную независимость содержаний этих элементов, т. е. в пределах участков до S_1 или больше S_2 (см. рисунок).

Конкретный выбор шага опробования должен учитывать характер решаемой задачи; требуется ли общая оценка параметров распределения химических элементов в исследуемом массиве или же в его локальных участках и отдельных фациальных разновидностях. Имеющийся опыт подобных исследований применительно к гранитоидным образованиям без явных признаков площадных метасоматических или реоморфических преобразований позволяет рекомендовать в первом случае расстояние между пунктами опробования не менее 2 км, а во втором — не менее 10—20 м и не более 100—150 м. Изучение параметров статистического распределения химических элементов на основе опробования в пределах области региональной зависимости поведения элементов от шага опробования требует жесткой сети отбора проб. Наиболее эффективным способом опробования во всех случаях является взятие сборных проб.

Изучение особенностей пространственного распределения химических элементов в геологических телах (тенденций распределения или «трендов поверхности» [4]), составляющих содержание второй из указанных трех задач площадного литогеохимического опробования, требует, во-первых, равномерной сети опробования, а во-вторых, ее соответствия области региональной



Обобщенные зависимости оценок дисперсии D содержаний элементов от площади S опробования:

а — для интрузивных образований;
б — для эфузивных.

зависимости распределения элементов от площади (или шага) опробования (участок S_1 , S_2 , см. рисунок).

Наиболее распространенным методом изучения тенденций пространственного распределения химических элементов в геологических образованиях является метод «скользящего окна» с использованием внутри него линейной интерполяции средних значений признаков. При использовании этого метода предполагается линейная аппроксимируемость региональной составляющей наблюдаемого природного распределения признака в пределах ячейки (окна) осреднения.

Размеры участков, в которых проявляется зависимость распределения химических элементов от площади (или шага) опробования для различных по генезису условиям формирования, глубине эрозионного среза, степени и характеру метаморфических преобразований пород будут различными. В связи с этим выбор конкретных сетей опробования магматических образований требует постановки определенного объема опытных работ.

3. *Расчет необходимого количества литогеохимических проб.* При выборе количества проб для последующей статистической оценки распределений химических элементов в геологических образованиях следует в качестве аргумента задаться необходимой точностью определения соответствующих статистических оценок.

В общем случае количество оценок, характеризующих распределение признака, определяется его принадлежностью к статистическому закону распределения. Так, при нормальном законе распределения оцениваемыми статистическими параметрами будут являться математическое ожидание и дисперсия; при несимметричном законе распределения в дополнение к ним статистическими параметрами будут асимметрия и эксцесс. Для оценки этих параметров с заданной точностью требуется различное количество исходных данных (проб).

Кроме того, не менее важными являются ограничения, накладываемые теорией статистического анализа на анализируемый исходный материал: требование статистической однородности данных и взаимная независимость значений признаков в пунктах опробования.

Все сети опробования, при которых расстояния между пунктами опробования обеспечивают условие независимости наблюдений при одном и том же количестве наблюдений, будут эквивалентными по отношению к точности оценок параметров распределений. При этом условии задача об определении оптимального способа опробования сводится к определению необходимого количества проб и распределению пунктов опробования по наиболее удобной сети.

Расчет количества проб производится из заданной точности оценивания, определяемой дисперсией оценок соответствующих параметров.

Основными оценками распределения химических элементов в геологических образованиях являются среднее содержание \bar{x} , среднее квадратическое отклонение σ , коэффициент вариации V . Они вычисляются по формулам:

$$\bar{x} = 1/n \sum_{i=1}^n x_i; \quad \check{\sigma} = \sqrt{1/n \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}; \quad \check{V} = \check{\sigma}/\bar{x}.$$

Дисперсии этих оценок находим по формулам:

$$D(\bar{x}) = \sigma^2/n; \quad D(\check{\sigma}) = (2+E)\sigma^2/4n;$$

$$D(\check{V}) = [4V^4 + V^2(E+2) - 4AV^3]/4n.$$

Здесь A — асимметрия, E — эксцесс распределения, n — число наблюдений.

Относительная точность a_q оценки определяется допустимыми отклонениями оценки от значения оцениваемого параметра при доверительной вероятности q , относимым к величине этого параметра. Величину q на практике можно положить 0,9 либо 0,95. В соответствии с известными положениями математической статистики количество наблюдений (проб), обеспечивающее заданную относительную точность a_q определения указанных оценок, находим так: для среднего — $n = V^2 u_q^2 / a_q^2$; для среднего квадратического отклонения ζ — $n = (E+2) u_q^2 / a_q^2$; для коэффициента вариации ζ — $n = [4V^2 + E + 2 - 4AV] u_q^2 / 4a_q^2$.

В приведенных формулах u_q — квантиль порядка q (0,1) нормального распределения. При $q=0,9$ $u_q=u_{0,9}=1,65$, а при $q=0,95$ $u_q=u_{0,95}=1,96 \approx 2$.

Для определения необходимого количества проб по приведенным формулам необходимы предварительные оценки величин V , A , E . При отсутствии фактических данных, они могут быть установлены по литературным данным или из опыта с учетом геологических особенностей, состава и структуры пород. В соответствии с литературными данными, а также с опытными данными наших исследований, величина оценки коэффициента вариации большинства редких и рассеянных химических элементов в кристаллических породах изменяется в пределах 20—100%, превосходя этот уровень лишь в весьма неоднородных породах, как правило, измененных метаморфическими и гидротермальными процессами. В связи с этим можно предположить следующую ориентировочную классификацию степени изменчивости пород и соответствующую ей шкалу изменения оценок коэффициента вариации: слабая $V < 20\%$; средняя $20\% < V < 50\%$; повышенная $50\% < V < 100\%$; высокая $V > 100\%$.

В соответствии с этими градациями в табл. 2 приведены рассчитанные количества проб для оценки среднего с заданной точностью для различных значений относительной погрешности $a_{0.9}$ (при доверительной вероятности $q=0.9$). Значения, соответствующие $q=0.95$, можно получить из этой же таблицы умножением каждого значения n на $u_{0.95}^2/u_{0.9}^2 \approx 1.42$.

Необходимое количество проб для оценки среднего квадратического отклонения зависит от эксцесса распределения. Значения последнего, как это следует из опыта геохимического изучения

Таблица 2

Количество проб для оценки среднего

$a_{0.9}\%$	V %				
	20	30	50	70	100
30	1	3	8	15	30
20	3	6	17	53	58
10	11	25	68	133	272
5	44	98	272		

Таблица 3

Значения n для оценки среднего квадратического отклонения

$a_{0.9}\%$	E			
	0	2	5	8
50	13	24	42	60
30	22	44	77	110
10	60	120	210	300

кристаллических пород, в большинстве случаев изменяются от 0 до 5, возрастаю (вместе с коэффициентом асимметрии) при отклонении закона распределения элементов от нормального, при появлении и возрастании количества и величины аномальных значений. Отсюда вытекает необходимость тщательной отбраковки аномальных наблюдений из выборок, представляющих исследуемые разновидности. Сами аномалии, составляя самостоятельный элемент распределения элементов, должны быть предметом отдельного количественного анализа.

В табл. 3 приведены значения n , рассчитанные для оценки среднего квадратического отклонения с заданной относительной погрешностью $a_{0.9}\%$.

Для асимметрии A и эксцесса E не удается получить компактных выражений n , подобных приведенным выше. Ориентировочное представление о требуемом количестве проб можно получить из формул для дисперсии оценок асимметрии и эксцесса при гипотезе о нормальном распределении признака. При заданном допустимом отклонении A_q

$$n(A) = 6u_q^2/A_q^2; \quad n(E) = 24u_q^2/A_q^2.$$

При расчете количества наблюдений следует учитывать, что поскольку необходимым элементом статистического анализа является оценка плотностей распределений, должно быть соблюдено условие минимальной представительности выборок. Так как кривая распределения должна быть охарактеризована не менее, чем шестью ее точками (интервалами гистограммы), а в каж-

дый интервал в среднем должно попадать не менее 5—7 наблюдений, каждая выборка должна быть представлена не менее, чем 30—40 наблюдениями. Измерения концентраций должны сопровождаться поточным контролем для учета возможного систематического смещения и оценки ошибки воспроизводимости метода.

Представленные данные позволяют сделать следующие выводы.

Природное распределение химических элементов или минералов в магматических образованиях является достаточно сложным и включает как стохастические, так и функциональные составляющие, имеющие различную природу и масштабы проявления. В связи с этим при различных схемах опробования возможно получение различных оценок наблюдаемых распределений.

В общем случае сеть опробования и расположение проб в пространстве предопределяет характер решаемой задачи, а количество проб, способ их отбора, представительность — точность ее решения.

Наиболее распространенными задачами петрогохимических исследований магматических образований (без учета поисков геохимических аномалий) являются:

- а) количественная (преимущественно статистическая) оценка распределения химических элементов, петрогенных окислов и минералов в геологических объектах или их частях;
- б) изучение особенностей пространственного распределения указанных признаков в этих образованиях для выявления тенденций их поведения.

Решение первой задачи для геологически однородных образований предусматривает взаимную независимость распределения признаков в пунктах опробования. В зависимости от масштаба исследований отбор проб должен производиться либо на расстояниях проявления локальной независимости распределений (для однородных неизменных гранитоидов, например, ориентировочно 20—150 м), либо региональной независимости (более 2 км). Решение же второй задачи должно осуществляться равномерным отбором проб с расстояниями, обеспечивающими выявление региональной взаимосвязи признаков (для неизменных гранитоидов ориентировочно 100—2000 м, причем особенности пространственного распределения будут четко проявляться при расстояниях, значительно меньших 2000 м. Выбор конкретной сети отбора проб должен предусматривать проведение определенного объема опытных исследований.

Достоверность решения петрогохимических задач в значительной мере зависит от представительности проб и значительно возрастает при переходе от штрафного опробования к отбору сборных проб. Это объясняется существенным уменьшением роли флюктуаций признаков из-за структурно-текстурных неодн-

родностей пород. Для неизменных гранитоидных пород и приближенно-количественного спектрального анализа, например, число частных проб должно составлять 4—6. Отбираются они на расстояниях 1—5 м (для равномернозернистых пород) 4—10 м (для неравномернозернистых) с явными признаками реоморфических, метасоматических изменений, метаморфических структур при контаминационных явлениях. Оптимальный вес частных проб — 50 г.

Расчет количества сборных проб при оценке статистических параметров распределения химических элементов в однородных геологических телах или их частях должен производиться в соответствии с заданной точностью определения исследуемых параметров при учете неоднородности распределения признаков в исследуемых образованиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М., «Недра», 1965.
2. Соловов А. П. Основы теории и практики металлометрических съемок. Алма-Ата, АН КазССР, 1959.
3. Хальд А. Математическая статистика с техническими приложениями. М., ИЛ, 1956.
4. Шоу Д. М. Геохимия элементов кристаллических пород. М., «Недра», 1969.
5. Янко Я. Математико-статистические таблицы. М., Госстатиздат, 1961.

M. I. Tolstoi, N. N. Zhukov

ÜBER EINE AUSWAHL VON PROBEN MAGMATISCHER BILDUNGEN IN IHRER ALLGEMEINEN QUALITATIVEN GEOCHEMISCHEN CHARAKTERISTIK

Zusammenfassung

Es wird die Berechnung einer Anzahl von Proben beschrieben, die entsprechende Genauigkeit der Schätzungen statistischer Parameter der Verteilung von Elementen gewährleisten..

Es werden einige Fragen optimaler Methoden der Auswahl von Proben beschrieben. Es werden praktische Schlüssefolgerungen angegeben.

Е. М. КВЯТКОВСКИЙ, проф.
Ленинградский горный институт

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ УРОВНЯ СЕЧЕНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ ПО ИХ ПЕРВИЧНЫМ ОРЕОЛАМ

Элементный состав и морфология первичных ореолов целиком определяются генетическими особенностями рудных тел и месторождений, так как граница между рудным телом и его первичным ореолом, как правило, определяется геолого-экономическими, а не генетическими факторами.

Для характеристики первичных ореолов используют такие параметры: содержание C ; продуктивность M ; градиенты содержаний (продуктивностей) в отдельных точках (сечениях) рудных тел и их первичных ореолов. Зональность рудных тел и их первичных ореолов проявляется в изменении отношений содержаний (продуктивностей) элементов с удалением от центра (границы) рудного тела. Полиэлементный состав оруденения создает возможность использования показателей зональности различных порядков вида

$$v_n = \Pi(C_i \text{ или } M_i)/\Pi(C_j \text{ или } M_j) = f(x, y, z), \quad (1)$$

количество которых быстро растет с увеличением числа химических элементов. Это позволяет выбирать из них наиболее устойчивые, монотонно изменяющиеся на всем интервале минерализации. В зависимости от направления различают осевую, поперечную и продольную зональность, или для вертикально падающих рудных зон соответственно — вертикальную z , горизонтальную вкрест и по простирации y .

Если расположить элементы в порядке убывания градиентов содержаний (продуктивностей) по какому-либо направлению, то мы получим ряд зональности элементов, характерный для данного интервала опробования. Устойчивое положение элементов в рядах зональности на всем интервале минерализации, по существу, предопределяет монотонность изменения показателей v_n в данном направлении, причем в числителе показателя должны располагаться элементы c_j , стоящие в ряду зональности справа от элементов знаменателя c_i .

В общем виде формирование рудных тел и их первичных ореолов можно рассматривать как процесс миграции элементов в подвижной фазе и перехода их в твердую фазу при наличии того или иного геохимического барьера. Математическое описание процесса возможно лишь для идеализированных моделей, и решение задачи сводится к выводу и анализу при определенных граничных и начальных условиях уравнения материального баланса вещества [1]. В частности, нами рассматривалась модель процесса при фиксированном положении геохимического барьера, на котором происходит скачкообразное или постепенное изменение константы скорости химической реакции раствора со средой [2]

$$\frac{dc}{dt} = k_0 \cdot \varphi(z) \cdot c', \quad (2)$$

где c и c' — содержание элемента в твердой и жидкой фазах.

Решение уравнения материального баланса при этом условии приводит к выражению

$$c = k_0(t - z/u) c'_0 \varphi(z) * e^{-\frac{k_0}{u} \int_0^z \varphi(z) dz}, \quad (3)$$

где c_{01} — содержание элемента в жидкой фазе до геохимического барьера; u — скорость фильтрации раствора; t — время формирования рудной зоны ($t > z/u$): Анализ того выражения при различных видах функции $\varphi(z)$ показывает (рис. 1), что при неизменном положении геохимического барьера с увеличением времени формирования рудной зоны наблюдается уменьшение размеров подрудного ореола, вплоть до образования резкой нижней границы рудного тела.

Если же со временем геохимический барьер смещается против движения раствора, что может быть обусловлено,

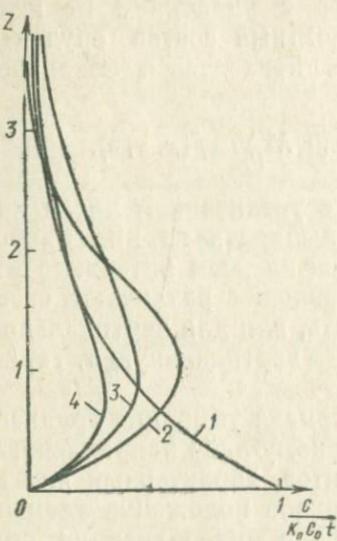


Рис. 1. Распределение элемента в рудной зоне при выпадении его из раствора в результате необратимой реакции первого порядка с различной константой скорости реации $k = k_0 \varphi(z)$:

1 — $\varphi(z) = 1$; 2 — $\varphi(z) = z$; 3 — $\varphi(z) = 1 - e^{-k_0 z}$; 4 — $\varphi(z) = z \cdot e^{-k_0 z}$.

например, снижением температуры материнского магматического очага, то могут формироваться подрудные ореолы даже более протяженные, чем надрудные. Естественно, что могут быть встречены (и не столь уж редко) случаи симметричного расположения под- и надрудных первичных ореолов относительно центра рудного интервала. При этом условии в самом первом приближении распределение элемента в рудной зоне может быть аппроксимировано функцией вида

$$c = c_{\max} \cdot e^{-\frac{(z-z_0)^2}{2\sigma^2}}, \quad (4)$$

на примере которой очень наглядно может быть проанализирован характер зональности полиэлементной минерализации

$$v_n = \frac{\Pi c_i}{\Pi c_j} = a_n \cdot e^{\lambda_n z} \cdot e^{-\frac{b_n z^2}{2\sigma^2}}; \quad (5)$$

$$a_n = \frac{\Pi c_{i\max}}{\Pi c_{j\max}} \cdot e^{\sum \frac{z_{0j}^2}{2\sigma_j^2} - \sum \frac{z_{0i}^2}{2\sigma_i^2}}. \quad (6)$$

$$\lambda_n = \Sigma \frac{z_{0i}}{\sigma_i^2} - \Sigma \frac{z_{0j}}{\sigma_j^2}; \quad (7)$$

$$b_n = \Sigma 1/2\sigma_i^2 - \Sigma 1/2\sigma_j^2. \quad (8)$$

Если средние значения σ для над- и подрудных элементов равны ($\sigma_i = \sigma_j$), то $b_n = 0$, и в этом случае показатели зональности v_n изменяются монотонно на всем интервале минерализации.

В рассмотренной модели процесса предполагалось, что состав исходных гидротермальных растворов не изменяется во времени, и зональное строение рудных тел и ореолов обусловлено различной устойчивостью в растворах элементов при наличии различного рода геохимических барьеров на пути миграции раствора. Такая зональность получила название зональности отложения в отличие от пульсационной зональности, обусловленной изменением состава гидротермальных растворов во времени [3—5].

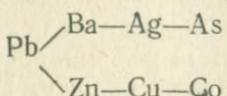
Деление зональности на два типа несколько условно, так как все зависит от масштаба времени и пространства при рассмотрении процесса [6]. Основные закономерности развития процесса во времени (и в пространстве) сохраняются для различных по масштабу звеньев (эпоха, цикл, этап, стадия) сходными. Внутри каждого такого звена процесса проявляется зональность отложения, которая может быть осложнена проявлением пульсационной зональности только при условии совмещения в пространстве двух равномасштабных звеньев, что, по-видимому, в природе встречается сравнительно редко, если учитывать в общем необратимое поступательное развитие земной коры в целом и ее отдельных участков в частности. О ведущей роли зональности отложения и второстепенном значении пульсационной зональности упоминается во многих обобщающих работах последних лет [7—9].

Природа возникновения зональности весьма сложная, о чем свидетельствует наличие многочисленных точек зрения по этому вопросу [10—12]. Наиболее прогрессивным направлением дальнейшей разработки теории формирования зональности рудных тел и их первичных ореолов, на наш взгляд, является термодинамическое, основанное на анализе основных параметров комплексных соединений различных элементов в растворах и рудах [13—15]. Положение элементов в ряду зональности зависит как от формы нахождения элементов в растворе, так и от особенностей процесса перехода элемента в твердую фазу на геохимическом барьере, которые отражаются в минеральном составе минерализации [16]. Геохимическая зональность с этой точки зрения является отражением минеральной зональности, о чем свидетельствует тот факт, что для подавляющего большинства элементов наиболее характерна минеральная форма нахождения их в рудных телах и их первичных ореолах.

Анализ многочисленных данных, особенно появившихся в последние годы в связи с изучением первичных ореолов месторождений и рудных тел, показывает, что в большинстве случаев распределение элементов снизу вверх подчиняется ряду зональности

такого вида [17—19]: Th, Nb, Ta, Zr, Be, Ni, Co, B, Sn, U, Mo, W, As, Bi, Cu, Zn, Pb, Sn₂, Au, Ag, Ba, AS₂, Cu₂, Sb, Hg, Cs, Rb, Li, F, I.. В каждом конкретном случае наблюдается обычно не полный ряд зональности, а лишь отдельные участки с выпадением или некоторым изменением положения элементов в ряду. Появление одного и того же элемента дважды в ряду зональности объясняется различной минеральной формой его находящегося в рудных зонах (касситерит — станин, халькопирит — блеклые руды и др.).

Указанный ряд характерен для осевой зональности. Для поперечной зональности, по-видимому, характерна инверсия ряда от прямого в подрудных интервалах до обратного в надрудных. В пределах рудного интервала наблюдается сложный ряд зональности — наиболее широкий ореол образует главный рудный элемент, над- и подрудные элементы образуют тем уже ореолы, чем дальше они отстоят от главного рудного элемента в ряду осевой зональности. Для одного из полиметаллических месторождений, например, ряд поперечной зональности имеет вид



Инверсия ряда поперечной зональности объясняется изменением подвижности химических элементов с удалением от геохимического барьера.

На примере медно-никелевых месторождений нами показана [20] специфика зональности конкретных типов месторождений. Во-первых, в отличие от типового ряда осевой зональности гидротермальных месторождений в эпигенетических медно-никелевых месторождениях серебро идет в ассоциации с никелем и кобальтом и занимает самое нижнее положение в ряду зональности, а висмут — самое верхнее, выше свинца и цинка (Ag , Co , Ni , Cu , Zn , Pb , Bi). Во-вторых, для рудных тел характерна своеобразная «чехловая» (центриклинальная) зональность — во всех направлениях от центра рудного тела наблюдается один и тот же ряд зональности, что приводит к появлению в подрудных интервалах «обратной» зональности и не позволяет однозначно отличать надрудные от подрудных сечений без учета градиента показателя зональности v_n . Возможно, что при разбуривании подрудных первичных ореолов до полного их выклинивания появление обратной зональности в подрудных интервалах может оказаться не столь уж редким явлением, как это представляется в настоящее время.

На примере оловорудных месторождений Комсомольского района может быть рассмотрена эффективность различных методик изучения и использования первичных ореолов при поисках, так как этот район явился своеобразным полигоном, где

проводились опытно-методические работы различными научно-исследовательскими организациями (Ленинградский горный институт, ВИТР, ВИРГ, МГУ, ДВГИ, СО АН, ГЕОХИ) и местными геологоразведочными партиями.

Оловорядные зоны Комсомольского района относятся к турмалиновому типу кассiterит-силикатно-сульфидной формации [21]. По вещественному составу минерализованные зоны и рудные тела достаточно однообразны, что, вероятно, обусловлено тем, что процесс рудообразования в районе протекал в единый, достаточно продолжительный этап на фоне общего снижения температуры растворов при приближении их к дневной поверхности и во времени. Неоднократные тектонические подвижки в течение всего этапа минерализации приводили к формированию прожилков различного состава, что позволяет выделять несколько стадий минерализации: дорудную кварц-турмалиновую, рудные кварц-кассiterитовую, кварц-сульфидно-колчеданную и кварц-карбонатно-сульфидную и пострудную кварц-пиритовую с флюоритом. Характерно, что минеральные ассоциации различных стадий минерализации обособляются наиболее четко в самостоятельных жилах и прожилках на глубоких горизонтах рудных зон, что приводит к тому, что коэффициент корреляции между элементами, идущими в различные стадии минерализации, уменьшается с глубиной вплоть до появления отрицательных значений коэффициентов корреляции при отборе штуфных проб из прожилков, относящихся к различным стадиям. В пробах, отобранных в пределах одного горизонта, особенно расположенного в подрудном интервале, с помощью корреляционного анализа может быть установлен ряд подвижности элементов [22], в общих чертах отражающий ряд вертикальной зональности и стадийность процесса рудообразования. Так, по пробам из скважины, вскрывшей зону минерализации в нижней части рудного интервала, получен ряд подвижности вида B, Sn, W, Co, Cu, Zn, Bi, Pb, Ag, As, Sb, сходный с типовым рядом зональности, за исключением кобальта и висмута, положение которых в данном случае определяется формой нахождения в рудах — кобальт связан с арсенопиритом кварц-кассiterитовой стадии минерализации, а висмут — с сульфидами кварц-сульфидной стадии.

Для оценки уровня сечения рудных тел были статистически обработаны данные по продуктивности Ягодной зоны на пяти горизонтах XIII разведочного профиля по 10 химическим элементам (рис. 2, табл. 1).

По возрастающим значениям градиентов продуктивностей можно установить ряды зональности для отдельных интервалов разведочного профиля и осредненный ряд для данного сечения зоны.

Как это следует из табл. 2, поинтервальные ряды зональности оказываются неустойчивыми, что объясняется влиянием случайных факторов. Осредненный же ряд зональности по возрастаю-

Таблица 1

Продуктивность Ягодной зоны

Горизонт	Отметки, м	Отметки в долях руд- ного интер- вала	Продуктив-		
			Sn	W	Co
K.218	1000	0,3	0,07	0,016	0,002
Скв.16	925	0,15	3,3	5,3	0,01
Шт.2	850	0	7,1	0,85	0,33
Шт.1	700	-0,3	1,8	0,33	0,01
Скв.50	500	-0,6	1,8	4,97	0,21

Градиенты продуктивностей (η_i) Ягодной зоны по XIII разведочному

Интервал	Sn	W	Co	Cu
K.218 — Скв.16	0,021*	0,003	0,2	0,05
	3	1	7	6
	0,01	0,019	0,006	0,02
	2	3	1	4
K.218 — Шт.2	0,039	0,05	0,2	0,35
	1	2	5	6
K.218 — Скв.50	0,039	0,005	0,01	0,05
	4	1	2	6
Скв.16 — Шт.2	0,47	6,0	0,03	0,45
	5	10	2	4
Скв.16 — Шт.1	1,8	16,0	1,0	80
	4	7	3	5
Скв.16 — Скв.50	1,8	1,06	0,05	1,02
	8	5	1	4
Шт.2 — Шт.1	3,9	2,5	33,0	17,0
	3	1	8	7
Шт.2 — Скв.50	3,9	0,17	1,5	2,5
	8	1	2	5
Шт.1 — Скв.50	1,0	0,06	0,05	0,16
	9	4	3	5
	$7,5 \cdot 10^{-6}$	$3,7 \cdot 10^{-8}$	$9 \cdot 10^{-9}$	$4,4 \cdot 10^{-4}$
	47	35	34	52
	3	2	1	5

* В числителе — отношение продуктивности верхнего горизонта к нижне-

щим значениям Π_{η} , или Σn получается достаточно близким к типовому ряду, за исключением положения висмута, оказавшегося характерным для верхних горизонтов рудных зон.

Полученный ряд зональности оказывается достаточно устой-

по XIII разведочному профилю

Ность, м. %						
Cu	Zn	Pb	Bi	As	Ag	Sb
1,4	0,2	0,34	0,04	0,63	0,025	0,01
31,5	0,5	0,26	2,9	27,4	0,10	0,44
69,0	6,5	8,8	0,76	29,1	0,062	0,50
4,1	1,3	2,5	0,055	0,25	0,009	0,01
27,7	2,1	1,5	0,12	16,4	0,02	0,30

Таблица 2

профилю и ряды зональности по возрастающим значениям η_i

Zn	Pb	Bi	As	Ag	Sb
0,4	1,3	0,013	0,023	0,25	0,023
9	10	2	4	8	5
0,031	0,04	0,05	0,022	0,4	0,02
7	8	9	6	10	5
0,15	0,14	0,7	2,5	2,8	1,0
4	3	7	9	10	8
0,1	0,22	0,33	0,04	1,25	0,03
7	8	9	5	10	3
0,078	0,029	3,8	0,95	1,6	0,9
3	1	9	7	8	6
0,4	0,1	33,0	108,0	11,0	49
2	1	9	10	6	8
0,24	0,17	24,0	1,7	5,0	1,5
3	2	10	7	9	6
5,0	3,4	14,0	120,0	6,9	50,0
4	2	6	10	5	9
3,0	5,9	6,3	1,8	3,1	1,7
6	9	10	4	7	3
0,62	1,7	0,5	0,016	0,45	0,03
8	10	7	1	6	2
$1,3 \cdot 10^{-5}$	$2,7 \cdot 10^{-5}$	3,2 · 10	$3,0 \cdot 10^2$	$2,5 \cdot 10^2$	$2,1 \cdot 10^{-3}$
53	54	78	63	79	55
4	6	8	9	10	7

му; в знаменателе — порядковый номер элемента в ряду зональности.

чивым для оловорудных месторождений Комсомольского района, о чем свидетельствуют соответствующие расчеты как по ряду других разведочных профилей Ягодной зоны, так и по другим рудным зонам.

Ряд зональности вида Sn, W, Co, Cu, Zn, Pb, Bi, As, Sb, Ag и был положен в основу выбора показателей зональности v_n , в числителе которых располагаются элементы правой половины ряда ($Pb \div Ag$), в знаменателе — левой ($Sn \div Zn$). Из многих возможных показателей было отобрано 13 наиболее четко коррелирующих с глубиной ($r > 0,5$) и построены линии регрессии $v_n = f(z)$, изображенные на рис. 3, которые и использованы

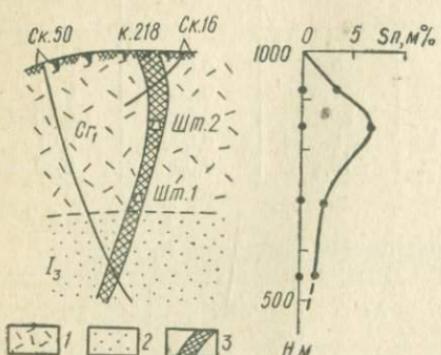


Рис. 2. Геологический разрез (а) и график продуктивности рудной зоны (б) по XIII разведочному профилю Ягодной зоны:

1 — эфузивно-осадочные породы; 2 — песчано-сланцевая толща; 3 — рудная зона.

лись как эталонные графики при оценке уровня сечения рудных зон Комсомольского района.

Ошибки в оценке уровня сечения при использовании одного параметра зональности первого, второго или третьего порядка

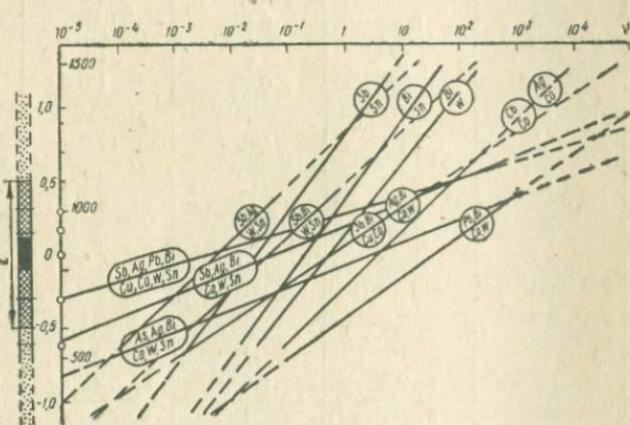


Рис. 3. Линии регрессии $v_n = f(z)$ по XIII разведочному профилю Ягодной зоны.

соответственно оказались равными 170, 120 и 80 м, а при использовании всех 13 показателей — 40 м. Все рудные зоны Комсомольского района практически не отличаются показателями зональности v_n в центре рудного интервала, что позволяет использовать для всего рудного поля единый эталонный разрез. Это объясняет установленную в районе площадную горизонтальную

зональность, выражаяющуюся в изменении элементного состава минерализованных зон и их вторичных ореолов рассеяния по мере удаления от малых интрузий, различной эродированностью зон. Рудные зоны, расположенные в непосредственной близости к выходам малых интрузий (<1 км), выведены на уровень эрозионного среза в центральной части рудного интервала, расположенные на расстоянии >3 км от интрузий — эродированы лишь в самой верхней надрудной части. Можно ожидать, что зональность рудного поля должна проявляться в изменении значений v_n в центре рудных тел, расположенных на различном расстоянии от источника рудного вещества. В этом случае для оценки уровня сечения можно пользоваться едиными графиками при условии введения соответствующих поправок на зональность рудного поля.

Весьма заманчива возможность создания табулированных величин v_n для оценки уровня сечения рудных зон не только в пределах известных месторождений, но и на новых площадях, где «эталонные» месторождения еще не разведаны. Основная трудность будет заключаться, по-видимому, в подборе наиболее информативных и стабильных для различных рудных формаций групп над- и подрудных элементов-индикаторов. Насколько успешно удастся решить эту задачу — пока трудно сказать, учитывая статистический характер единого ряда зональности и возможные существенные отклонения реальных рядов от средних статистических, даже для месторождений одной формации, не говоря уже о разноинформационных. Так, оказавшийся, по данным С. В. Григоряна [18], удачным для ряда полиметаллических месторождений параметр вида $v_3 = Ag \cdot Pb \cdot Zn/Cu, Bi, Co$, совершенно непригоден для оловорудных месторождений Комсомольского района, для которых висмут является типоморфным элементом надрудных ореолов.

Определение уровня сечения рудной зоны недостаточно для оценки прогнозных запасов на глубине. Основным критерием при решении этой задачи может служить продуктивность зоны на уровне сечения по главному и сопутствующим элементам при условии достаточно выдержанного по падению зоны изменения продуктивности. Соответствующие расчеты по аппроксимирующей функции изменения продуктивности рудной зоны, подобранной на эталонном разрезе [22], свидетельствуют о малой надежности рассматриваемого способа прогнозной оценки на глубину по одному сечению. Естественно, что более надежные данные получаются при использовании нескольких сечений на одном или разных уровнях, особенно при расположении сечений в пределах рудного интервала.

Кроме рассмотренной выше методики, в общих чертах сходной с методикой С. В. Григоряна [4, 18], в Комсомольском рудном районе опробовались и другие методики, критический анализ которых приведен ниже.

Методика [24] отличается от рассмотренной выше тем, что для оценки уровня сечения рудных зон используются только монотонно убывающие с глубиной показатели зональности v_n различных порядков, выявление которых производится с помощью ЭВМ по специальной программе, предусматривающей перебор всех возможных сочетаний элементов без предварительного выявления ряда зональности. Число таких сочетаний может достигать многих десятков тысяч для показателей зональности третьего и более высоких порядков при 10 и более химических элементах-индикаторах минерализации. Программой предусмотрена возможность отбраковки случайных монотонно изменяющихся показателей с глубиной от устойчивых неслучайных. При обработке данных по XIII разведочному профилю Ягодной зоны, выбранному в качестве эталонного, было установлено 26 монотонно изменяющихся показателей зональности второго порядка (v_2) и несколько сот третьего (v_3), из которых выбрано 13 показателей v_3 , образованных «устойчивыми» элементами в числителе (Sb, Ag, Bi) и знаменателе (Co, W, Sn). Использование совокупности этих показателей позволяет оценивать уровень сечения рудных зон Комсомольского района с ошибкой порядка ± 50 м. К недостаткам рассматриваемого метода следует отнести большое влияние случайных ошибок в оценке продуктивности отдельных сечений эталонного разреза по тому или иному элементу, а также практически оставшийся не решенным вопрос экстраполяций выявленных закономерностей за пределы опробованного интервала эталонного разреза. Если применять регрессионный анализ, то этот метод в конечном итоге будет мало чем отличаться от рассмотренного ранее. Причем он будет несколько ухудшен за счет исключения достаточно устойчивых, но не монотонно изменяющихся показателей, в том числе за счет случайных ошибок. Вопрос экстраполяции может быть исключен лишь при условии, если эталонный разрез (или разрезы) перекрывает все возможные интервалы опробования экзаменуемых разрезов, на что практически трудно рассчитывать. Несмотря на отмеченные недостатки, рассматриваемая методика имеет и несомненные преимущества, прежде всего определяемые использованием ЭВМ, благодаря чему могут быть проанализированы практически все возможные показатели зональности до третьего порядка включительно.

Методика Н. В. Никитина [25] основана на использовании показателей зональности первого порядка, содержащих в знаменателе, главным образом, основной рудный элемент — олово. Как и следовало ожидать, эта методика оказалась менее надежной — ошибка в оценке уровня сечений достигает ± 200 м, что в ряде случаев приводит к невозможности разделения над- и подрудных сечений.

Методика [26] основана на использовании количественной взаимосвязи между содержаниями бора и олова в рудных зонах.

Относительно этой методики можно высказать ряд замечаний. Во-первых, учитывая, что бор и олово идут в разные этапы минерализации, трудно рассчитывать на устойчивость выявленной по одной рудной зоне закономерности в других рудных зонах в пределах рудного поля. Далеко не все зоны кварц-турмалиновой минерализации сопровождаются последующей оловянно-сульфидной стадией. Во-вторых, немонотонность показателя зональности $v_1 = B/Sn$ не позволяет различать надрудные сечения от подрудных, и решение этой задачи в рассматриваемой методике опирается на использование зависимости средних содержаний бора от уровня сечения зоны, что, как показывает опыт работ, совершенно недопустимо. В-третьих, сужение круга используемых элементов до двух, да еще идущих в разные этапы минерализации, ничем не обосновано.

Методика [27, 28] основана на использовании особенностей поведения фтора в процессе формирования оловорудных зон и в отличие от рассмотренных ранее методик нацелена на определение запасов олова на глубине, ниже горизонта опробования. Предполагая, что олово в гидротермальных растворах переносится в форме фторгидроксильного комплекса $Sn(OH, F)_6^{2-}$, при разрушении которого оно фиксируется в центральной и нижней частях минерализованной зоны, а фтор — в окологильных измененных породах, нельзя судить о величине линейных запасов олова на глубоких горизонтах в данном вертикальном сечении зоны. Статистическая обработка данных по 10 опорным разрезам позволила авторами получить следующие зависимости:

$$Q_{\text{лин.т}} = 9,2 + 520\Delta F; \quad (9)$$

$$Q_{\text{лин.т}} = 68,5 - 59,3k'_p, \quad (10)$$

где $\Delta F = F_{\text{оп}} - F_p$; $k_p = F_p/F_{\text{оп}}$; $F_{\text{оп}}$ — содержание фтора в окологильных породах; F_p — содержание фтора в жильном выполнении.

Судя по результатам проверки методики, богатые рудные зоны оцениваются удовлетворительно, однако бедные зоны часто ошибочно оцениваются как богатые, что свидетельствует о существенном количестве фтора, связанного с пострудной стадией минерализации, или о существовании безрудных зон с флюоритовой минерализацией. Далее, на наш взгляд, следовало бы коррелировать не содержание фтора с запасами олова, а линейные запасы фтора (продуктивности) с запасами олова. Еще одно существенное ограничение метода — судя по опубликованным материалам, он применим лишь при условии вскрытия зоны сечением в пределах рудного интервала, так как в надрудном интервале наблюдается дальнейшее изменение k'_p , не связанное с увеличением $Q_{\text{лин.т}}$.

Принцип использования первичных ореолов элементов, являющихся лигандами (переносчиками рудных компонентов), весьма интересен. Однако, судя по результатам практической проверки, предложенная конкретная методика оценки запасов в рудной зоне ниже горизонта опробования требует дальнейшей разработки. На наш взгляд, прежде чем оценивать запасы олова по фтору, следовало бы установить положение фтора в ряду зональности и использовать фтор наряду с другими элементами для оценки уровня сечения рудной зоны. Оценку же запасов рудных тел следует проводить с учетом продуктивности опробуемого сечения, по всем элементам-индикаторам, а не только по средним содержаниям элементов-носителей. С этой точки зрения фтор, под (возможно, бром, хлор) представляют большой интерес в связи с тем, что они характерны для надрудных, наиболее важных при поисках глубокозалегающих месторождений горизонтов [29]. Вместе с тем при опробовании коренных пород вблизи дневной поверхности следует учитывать весьма высокую подвижность галлоидов в экзогенных условиях, что приводит зачастую либо к резкому обеднению ими зоны гипергенеза, либо к появлению аномальных концентраций на испарительных, сорбционных и биогенных (особенно для иода) барьерах.

Метод мономинеральных фракций должен быть менее чувствителен к осложняющему влиянию многоэтапности процесса рудообразования. Однако имеющиеся по Комсомольскому рудному району материалы свидетельствуют о том, что наряду с чрезвычайно высокой трудоемкостью выделения мономинеральных фракций, закономерность распределения элементов-примесей в кассiterите, галените, арсенопирите оказывается не столь устойчивой, чтобы ее можно было использовать для установления уровня сечения рудных зон [21]. Существенным недостатком опробованных в районе способов оценки зональности рудных тел по мономинеральным фракциям является отсутствие комплексного подхода к решению задачи — основное внимание уделялось какому-либо одному свойству (температура декриптизации, термоэлектродвигущая сила, морфология кристаллов и т. д.), минерала, либо показателю зональности не выше первого порядка. Оценка зональности в этом случае, если учесть к тому же ограниченный объем выборки, получается ненадежной. Повысить надежность можно путем использования показателей зональности более высоких порядков.

Подводя итог, можно отметить, что наиболее уверенные результаты при оценке уровня сечения рудных зон могут быть получены при использовании показателей зональности, опирающихся на широкую гамму химических элементов. Сужение круга элементов приводит, как правило, к получению менее устойчивых решений.

Так как для данного типа месторождений в районе известны уравнения регрессии вида $v_n = f(z)$, то оценка уровня эрозии

рудных зон может проводиться и по вторичным остаточным ореолам рассеяния [4, 30]. Объясняется это тем, что при достаточно четко проявленной зональности подрудные интервалы отличаются от надрудных по параметрам v_n в гораздо большей степени, чем искажаются эти параметры при перераспределении элементов в зоне гипергенеза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Голубев В. С., Гарийянц А. А. Гетерогенные процессы геохимической миграции. «Недра», 1968.
2. Квятковский Е. М., Путиков О. Ф. Некоторые вопросы формирования первичных ореолов гидротермальных месторождений.— В сб.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих месторождений, ч. II. Иркутск, 1971.
3. Билибин Ю. А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений.— «Записки ВМО», 1951, XXX, № 2.
4. Григорян С. В., Янишевский Е. М. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений. «Недра», 1968.
5. Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений— «Изв. АН СССР, серия геологии», 1937, в. 6.
6. Рундквист Д. В.—«Эволюция рудообразования во времени.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. V. «Недра», 1969.
7. Овчинников Л. Н. Плутоногенные гидротермальные месторождения— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. «Недра», 1968.
8. Кормилицын В. С., Щеглов А. Д. Некоторые вопросы теории эндогенного рудообразования и их роль в решении задач прикладной геологии.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. V. «Недра», 1969.
9. Сафронов Н. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. «Недра», 1971.
10. Смирнов В. И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тек.— «Известия АН СССР, серия геологии», 1957, № 3.
11. Проблемы постмагматического рудообразования, т. I, II, Прага, 1936.
12. Парк Ч. Теория зональности рудных месторождений.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. ИЛ, 1959.
13. Очанинников Л. Н., Челищев Н. Ф., Наджарян В. Н. Возможные физико-химические факторы дифференциации металлов при рудообразовании.— В сб.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. «Наука», 1972.
14. Маракушев А. А., Безмен Н. И. Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. «Наука», 1972.
15. Ворошилов Н. А. Об использовании термодинамических закономерностей для объяснения зональности оруденения.— «Методика и техника», 1969 № 64.
16. Щербина В. В. К вопросу о зональности рудных месторождений (факторы, влияющие на зональность отложений).— В сб.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. I. Прага, 1963.
17. Овчинников Л. Н., Григорян С. В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений— В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих месторождений. Иркутск, 1970.
18. Григорян С. В. Первичные геохимические ореолы гидротермальных месторождений, методы их изучения и практического использования. Автореферат докт. дис., М., ГЕОХИ, 1971.
19. Квятковский Е. М. Литохимические методы поисков эндогенных рудных месторождений. Автореферат докт. дис. Л., ЛГИ, 1973.
20. Квятковский Е. М. и др. Геохимические методы поисков медно-никелевых месторождений Кольского полуострова.— В сб.: Научные основы гео-

химических методов поиска месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности. Апатиты, 1972.

21. Радкевич Е. А. и др. Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района. «Наука», 1971.

22. Бурков Ю. К. Статистическая модель ряда подвижности малых элементов в условиях седиментогенеза.—«Математические методы в геологии, Труды ВСЕГЕИ», 1968, т. 150.

23. Поликарпочкин В. В. и др. Зональность гидротермальных месторождений, как основа поисков глубокозалегающих рудных тел.—В сб. Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск, 1970.

24. Соловов А. П. и др. Теоретические основы геохимических методов поисков слепых рудных тел.—В сб.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. ч. II. Иркутск, 1971.

25. Никитин Н. В. Использование вертикальной зональности первичных ореолов в оценке эрозионного среза оловорудных тел.—«Записки ЛГИ», 1969, т. 56.

26. Никулин Н. И., Бакулин Ю. И. Бор — возможный геохимический индикатор при перспективной оценке оловорудных месторождений.—«Методика и техника разведки», 1969, № 64.

27. Барсуков В. Л., Волосов А. Г. Геохимический метод прогноза оруденения на глубину и обнаружение слепых рудных тел на сульфидно-кастеритовых месторождениях.—«Геохимия», 1967, № 11.

28. Барсуков В. Л. и др. Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений.—В сб.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск, 1970.

29. Лапп М. А., Судов Б. А. Поиски глубокозалегающих руд и месторождений по ореолам элементов широкого рассеяния.—«Советская геология», 1963, № 10.

30. Квятковский Е. М., Крицук И. Н. Количественная интерпретация вторичных литохимических ореолов рассеяния.—В сб.: Лигохимические поиски рудных месторождений. «Наука», 1972.

E. M. Kvatkovsky

METHODS OF DETERMINING SECTION LEVEL OF OREBODIES ACCORDING TO THEIR PRIMARY HALOES

Summary

The polyelemental content and zonality of ore forming makes it possible to use the ratio of products of average content (productivity) of elements (γ_n) for estimating of section level. One should take for standards well prospected objects within orebodies that are being explored. Among many evidences of zonality (γ_n) one should choose more stable uniformly changing along the whole interval of mineralization by means of various methods (including computers).

Н. Н. ЖУКОВ, канд. техн. наук,
Л. Т. МИШИН, канд. геол.-мин. наук,
А. Ю. СЕРГА, ст. инж.
Киевский университет
Н. Я. ТАРАСЕНКО, ст. научн. сотр.
ВИРГ, Ленинград

МЕТОД КОЛИЧЕСТВЕННОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОЛОВА С ПОМОЩЬЮ ПРОГРАММЫ
«НЕПАРАМЕТРИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ»

В задачах прогнозирования месторождений полезных ископаемых важно оценить не только перспективность территории на определенные виды сырья и локализовать перспективные участки, но и определить вероятные пределы их запасов. В этом авторы видят один из основных путей повышения эффективности геологических работ, которая зависит от правильного выбора объектов под предварительную и детальную разведку. Предварительная разведка месторождения, оказавшегося впоследствии непромышленным, связана с большими затратами. Поэтому надо научиться правильно отбирать перспективные участки и месторождения под разведку, сообразуясь с их возможными масштабами и качеством сырья [4].

Оценку масштабов оруденения целесообразно давать на стадии крупномасштабных поисков, вслед за которыми проводятся детальные оценочные работы. Задача оценки вероятных запасов или количественного прогнозирования в этом случае формулируется следующим образом. Территория изучена комплексом методов в масштабе 1 : 50 000. Горные выработки и скважины отсутствуют или имеются в ограниченном количестве. На этой же или соседней территории известны рудные объекты, которые изучены аналогичным комплексом методов и для них подсчитаны запасы. Требуется по совокупности имеющихся комплексных данных оценить масштабы оруденения остальных малоизученных проявлений и перспективных участков, среди которых с определенной достоверностью надо выделить промышленные крупные, средние и мелкие месторождения и непромышленные рудопроявления.

Подобная постановка геологической задачи предопределяет использование алгоритмов классификации. В частности, для решения поставленной задачи может быть применена составленная программа «Непараметрическая классификация», алгоритм которой сводится к следующему.

Диагностируемый объект охарактеризован значениями m признаков $\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_m$, равными соответственно y_1, y_2, \dots, y_m . В m -мерном пространстве признаков этими значениями определяется точка

$$\mathbf{y} = y_1, y_2, \dots, y_m. \quad (1)$$

Объект \mathbf{Y} может принадлежать одной из совокупностей (клас-

сов) Q_1, Q_2, \dots, Q_t (t — число классов). Каждый из классов Q_j охарактеризован значениями тех же признаков $\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_m$.

$$x_i^{(j)} = \{x_{i1}^{(j)}, x_{i2}^{(j)}, \dots, x_{im}^{(j)}\}, \quad (2)$$

где x_i — значение признака ξ_l для i -го объекта из Q_j ; $l=1, m$; $j=1, t$; $i=1, n_j$; n_j — количество объектов из Q_j .

Величины $x_i^{(j)}$ образуют выборки Q_1, Q_2, \dots, Q_t , которые можно назвать эталонными. Задача заключается в определении принадлежности y к одному или группе классов Q_j на основании информации, представленной компонентами y и выборками Q_j .

Как известно, в случае нормального распределения каждого показателя во всех совокупностях Q_j , оптимальная классификация осуществляется методом дискриминантных функций. Распределения же обычно употребляемых показателей далеко не всегда подчиняются гауссовскому закону. Кроме того, построение решающего правила связано с обращением ковариационных матриц и требует значительного объема эталонных выборок.

Если известны параметрические семейства функций, которым принадлежат плотности многомерных наблюдений, допускающие получение устойчивых оценок параметров, задачу можно свести к оценке плотностей с последующей реализацией критерия Байеса. Однако удобные и достаточно универсальные семейства плотностей, как правило, обосновать трудно. Поэтому наиболее предпочтительные непараметрические способы классификации, реализуемые по принципу близости решающего правила к оптимальному критерию Байеса.

Обозначим $P_j(y)$ плотность многомерных распределений признаков $\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_m$ в классах Q_j . В соответствии с правилом Байеса, полагая априорные вероятности принадлежности y к классам Q_j одинаковыми, имеем

$$P\{y \in Q_j\} = \frac{P_j(y)}{\sum_{i=1}^t P_j(y)}, \quad (3)$$

где $P\{y \in Q_j\}$ — апостериорная вероятность принадлежности y классам Q_j . Максимальная из этих вероятностей определяет наиболее вероятный класс, которому принадлежит Q_j .

Образуем вокруг каждой координаты y_l ($l=1, m$) интервалы малой длины $\Delta_l(y_l)$ с центром y_l . Обозначим m -мерный параллелепипед, проекциями которого они являются, $\Omega(y)$. Умножив числитель (3) на произведение $\Delta_1(y_1), \Delta_2(y_2), \dots, \Delta_m(y_m)$, получим

$$P\{y \in Q_j\} = \frac{P\{x \in \Omega(y)/x \in Q_j\}}{\sum_{i=1}^t P\{x \in \Omega(y)/x \in Q_i\}}, \quad (4)$$

где $P\{x \in \Omega(y) / x \in Q_j\}$ — вероятность того, что значения признаков $\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_m$ объекта, принадлежащего Q_j , образуют точку m -мерного пространства, попадающую в $\Omega(y)$.

Таким образом, для оценки вероятности $P\{y \in Q_j\}$ можно воспользоваться оценками величин. В качестве таких оценок возьмем

$$\check{P}(\Omega/Q_j) = [n_i(\Omega(y))] / n_j, \quad j = \overline{1, t}, \quad (5)$$

где $n_i(\Omega(y))$ — количество объектов из Q_j со значениями признаков, образующие точки в $\Omega(y)$; n_j — количество объектов в выборке Q_j .

Очевидно, формула (5) имеет место и для малых областей $\Omega(y)$ отличных от m -мерного параллелепипеда. Простейшая реализация метода состоит в определении групп объектов в каждой из обучающих выборок, наиболее «близких» к диагностируемому по некоторому «расстоянию» заранее сформулированной структуры. При ее удачном выборе принадлежность y можно определять по группам объектов с минимальными расстояниями.

В качестве расстояния между y и x выбрана функция

$$\rho_a(x_i^{(j)}, y) = \sqrt{\sum_{l=1}^m (x_{il}^{(j)} - y_l)^2 \alpha_l^2}, \quad (6)$$

где α_l — коэффициенты масштаба, определяемые с учетом вариации каждого признака и степени его информативности. Если признаки по степени отличий распределений равнозначны, то α_l^2 обратно пропорциональны средним по Q_j дисперсиям признака ξ_l . Признаки могут быть закодированы по интервалам значений в виде номеров интервалов, содержащих наблюдения; сами признаки могут быть непрерывными и дискретными. В последнем случае под $P_j(y)$ в (3) понимаются вероятности $P(\xi=y)$.

Вероятности принадлежности y классам Q_j определяются по формуле (5), где n_j — число объектов в обучающей выборке Q_j ; $n_i(\Omega(y))$ — количество объектов из выборки Q_j , для которых

$$\rho_a(x_{ii}^{(j)}, y) \leq \rho_j(y). \quad (7)$$

Предел $Q_j(y)$ вычисляется в процессе работы программы следующим образом. В соответствии с задаваемым в исходной информации числом j , в каждой обучающей выборке ЭВМ отыскиваем по j объектов, ближайших к распознаваемому (y) по расстоянию $\rho_a(x, y)$. Далее вычисляются j_1, j_2, \dots, j_t в виде

$$J_k = \begin{cases} \left[\frac{n_k J}{\max_j n_j} \right], & \text{если } \frac{n_k J}{\max_j n_j} - \left[\frac{n_k J}{\max_j n_j} \right] < 0,5, \\ \left[\frac{n_k J}{\max_j n_j} \right] + 1, & \text{если } \frac{n_k J}{\max_j n_j} - \left[\frac{n_k J}{\max_j n_j} \right] \geq 0,5 \end{cases} \quad (8)$$

($[u]$ — целая часть u).

Вычисленные расстояния ближайших к y объектов нумеруются от 1 до j по возрастанию в каждой из полученных t групп, после чего в каждой выборке Q_k отыскивается расстояние $Q_{jk}(y)$, соответствующее номеру $j_k (k=1, t)$. Максимальная из полученных величин $Q_j(y) = \max Q_{jk}(y), 1 \leq k \leq t$ берется в качестве верхнего предела $Q_j(y)$ в формуле (7).

Ограничения на исходный материал для этой программы сводятся к следующему: число классов $t \leq 16$; общее число наблюдений в каждой выборке — $n_j m \leq 4094$ ($j=1, t$); число признаков — $m \leq 20$; общее число наблюдений в выборке для распознавания — $nm \geq 1600$; $j \geq \min n_j$. Результаты счета (вероятности принадлежности) выдаются на печать АПЦУ в виде таблиц. Кроме того, печатаются расстояния $Q_j(y)$ до ближайших объектов из каждого класса. В отличие от вероятностей (5), которые служат относительной мерой соответствия y классам Q_j , эти расстояния служат абсолютной мерой того соответствия. Анализ абсолютных мер сравнения с их значениями, полученными после распознавания самих объектов, представленных в эталонных выборках, полезен в тех случаях, когда исходные данные недостаточно представительны. Объекты, не принадлежащие ни одному из классов Q_j , будут характеризоваться большими расстояниями $Q_\alpha(y, x)$.

Форма выдачи результатов в виде вероятностей (5), дает широкие возможности при интерпретации результатов. Вероятность принадлежности к какой-либо группе классов из Q_1, Q_2, \dots, Q_t оценивается суммой соответствующих вероятностей. Это рекомендуется делать при неуверенной классификации, когда распределения признаков в некоторых классах близки между собой. Например, если вероятность принадлежности объекта $Q_1 = 0,5$; $Q_2 = 0,3$; то с вероятностью 0,8 объект принадлежит объединению классов Q_1 и Q_2 .

Варьированием коэффициентов a_1, a_2, \dots, a_k можно изменять режим классификации, в частности, осуществлять иерархическую классификацию. Если, например, классы Q_1, Q_2 отличаются по одному набору признаков, а Q_1 и Q_2 от Q_3 — по другому, то, подобрав соответствующие значения a_j , можно отделить Q_3 от объединения Q_1, Q_2 , а затем разделить Q_1 и Q_2 .

Программа «Непараметрическая классификация» была применена для оценки перспективности оловорудного района Приморья (площадь 14000 км²) в отношении локализации оловянных и олово-вольфрамовых месторождений разных формационных типов. Этот район изучен комплексом геологических, геофизических, геохимических и геоморфологических методов в масштабе 1 : 50 000. В его пределах имеются кварц-кассiterитовые, кассiterит-силикатные, кассiterит-сульфидные, кварц-вольфрамовые (с кассiterитом) месторождения олова с учтенными запасами. Количественное прогнозирование месторождений олова

осуществлялось для локальных участков территории — элементарных ячеек, соответствующих 1 см^2 карты в масштабе исследования.

Процедура количественного прогнозирования осуществлялась рядом последовательных этапов. При подготовке исходных данных наиболее ответственными из них являются: формирование эталонной совокупности; выбор и количественное описание

Таблица 1
Характеристика эталонных объектов

Классы	Число эталонов	Формационные (геологические) типы	Промышленное значение
Q_1	18	Касситерит-силикатные и касситерит-сульфидные	Крупные и средние месторождения — объекты эксплуатации
Q_2	10	Касситерит-кварцевые	Мелкие месторождения — объекты эксплуатации вблизи действующих рудников
Q_3	11	Кварц-вольфрамитовые с касситеритом	Мелкие месторождения — объекты эксплуатации вблизи действующих рудников
Q_4	18	Касситерит-силикатные и касситерит-сульфидные	Непромышленные рудопроявления
Q_5	26	Неперспективные участки без признаков минерализации	—

признаков локализации месторождений олова. Собственно же количественное прогнозирование заключается в распознавании по программе «Непараметрическая классификация» с определением оптимальных параметров распознавания и геологическом истолковании результатов прогноза.

В качестве эталонов обучения были выбраны хорошо изученные месторождения олова различной формационной принадлежности, отличающиеся масштабами оруденения. За единичный эталон принималась элементарная ячейка — 1 см^2 площади, занятой эталонными проявлениями олова. Это позволило искусственно увеличить число эталонных объектов (одно месторождение, как правило, разбивается на 1—4 ячейки). Подобный прием разумно применять в случае ограниченного числа эталонов месторождений.

Вся эталонная совокупность подразделялась на 5 классов (табл. 1). Такое подразделение позволило охватить все возможные типы месторождений олова, которые могут быть встречены в исследуемом районе. Разбиение на классы производилось на формационной основе с учетом промышленной значимости месторождений олова. Выбор эталонных объектов на формационной основе вытекает из следующих соображений. Во-первых, различные формационные (геологические) типы месторождений

олова различаются по геологическому строению, вещественному составу, связи с интрузивными образованиями, и, как следствие, они отчетливо обособляются в многомерном признаковом пространстве. Во-вторых, формационная принадлежность месторождения олова во многом определяет его промышленную значимость [3]. С этих позиций наибольший интерес представляют участки территории, похожие по совокупности признаков, на класс Q_1 и в ряде случаев (в благоприятных экономических условиях) на классы Q_2 и Q_3 . Объекты, которые вероятнее всего принадлежат к классам Q_4 и Q_5 , должны быть отбракованы перед оценочными и разведочными работами.

Выбор признаков (критериев) осуществлялся в результате анализа размещения месторождений олова в особенностях геологических, геофизических, геохимических и геоморфологических полей. Из всего множества формально существующих признаков локализации оловянного оруденения были выбраны только информативные признаки (табл. 2), т. е. признаки перспективных площадей. Связь этих признаков с месторождениями олова, была установлена с помощью количественных оценок по программе «ТАУ» [1].

Рассмотрим геологическое содержание и значение признаков локализации месторождений олова, которые в зависимости от методов исследования подразделяются на геологические, геоморфологические, геохимические и геофизические (табл. 2).

Из геологических признаков информативными в отношении локализации месторождений олова оказались: 1) направление складчатых структур; 2) отношение расстояний от Колумбийского разлома к Центральному шву; 3) наличие штоков и даек различного состава и 4) степень регионального метаморфизма пород.

В исследуемом районе направление складчатых структур изменяется от 0 до 90°. Месторождения олова главным образом размещаются в пределах структур широтного простирания (80—90°). Для месторождений олова характерно также небольшие значения отношений расстояний от Колумбийского разлома к расстояниям от Центрального шва (менее 0,3), т. е. месторождения тяготеют к долгоживущему Колумбийскому разлому. В зависимости от распределения даек и малых интрузий различного состава на площади выделялись следующие градации (составы): 0 — дайки отсутствуют; 1 — дайки только среднего состава; 2 — дайки кислого состава; 3 — дайки кислого и среднего составов; 4 — дайки и штоки кислого состава; 5 — дайки и штоки кислого и среднего составов. Для участков локализации месторождений олова характерно развитие даек и штоков кислого и среднего составов, т. е. информативной является градация 5. В зависимости от степени регионального метаморфизма выделялись три зоны: 1 — ороговикованных пород (биотитов); 2 — «переходная» зона; 3 — слабо измененные породы. Наиболее благоприятные условия для локализации месторождений олова определяются в зоне биотитов.

приятной для локализации олова оказалась «переходная» зона, т. е. пропилитовоизмененные породы, содержащие кварц, се-рицит, хлорит, эпидот, полевой шпат [5].

Анализ геоморфологических признаков позволил установить, что месторождения олова в основном приурочены к наиболее

Таблица 2
Признаки локализации проявлений олова

Наименование признака	Еди-ница изме-рения	Градации и соответствующие им значения признаков					
		0	1	2	3	4	5
Направление склад-чательных структур	градус	—	0—20	20—40	40—60	60—80	80—90
Отношение рассто-яний от Колум-бийского разлома к Центральному шву	относительные единицы	—	0,3	0,3—0,5	0,5—1,0	1,0—2,0	2,0
Средняя абсолютная отметка рельефа	м услов-ные единицы	—	600	600—700	700—800	800—900	900
Расчлененность рельефа	—	1	1—2	2—3	3—4	4—5	
Преобладающее на-правление изогипс рельефа	градус	—	270—320	320—40	0—40	40—90	—
Содержание в во-дах суммы ме-таллов	мкг	λ	0	0—3	3—10	10—30	30
Содержание в во-дах сульфат-иона	—	»	0	0—8	8—16	16—25	25
Содержание касси-терита в шлихах	г/м³	—	0	р. з.*	до 1	1—5	5—20
Содержание шеели-та и вольфрами-та в шлихах	—	»	0	р. з.	до 1	1—5	5—20
Содержание олова в рыхлых обра-зований	%	—	0	0,001	0,002—0,006	0,008—0,01	0,02—0,06
Содержание свинца в рыхлых обра-зований	%	—	0	0,002	0,02—0,006	0,008—0,01	0,02—0,06
Плотность аномалий естественного электрического поля	шт/км	—	0	1	1—2	2—4	4—6
							6

Примечание: * р. з. — редкие зерна.

высоким (более 900 м) абсолютным отметкам рельефа, что свя-зано с незначительным эрозионным срезом, к участкам резко расчлененного рельефа (более 3 условных единиц) с субширотным направлением изогипс рельефа (60—90°), что, вероятно, соответствует направлению рудоконтролирующих структур.

Наиболее информативными оказались гидрохимические и литогеохимические признаки: для месторождений характерны высокие значения содержаний суммы металлов в водах ($>30 \text{ мкг/л}$), сульфат-иона ($>16 \text{ мкг/л}$), а также высокие содержания свинца и олова, во вторичных ореолах рассеяния ($>0,066\%$). В районах же развития месторождений отмечаются незначительные содержания кассiterита и вольфрамита в шлихах (менее 5 г/м^3), а высокие содержания этих минералов указывают на значительный эрозионный срез и неперспективность оруденения на глубину.

Геофизические признаки указывают главным образом на наличие и интенсивность процессов сульфидизации, с которыми тесно связано оловянное оруденение. В районах развития месторождений олова отмечаются локальные аномалии естественного электрического поля, причем характерно умеренное количество (1—4) аномалий ЕП на 1 км профиля. При анализе соотношения площадей положительных и отрицательных аномалий магнитного поля ΔZ выделялись следующие состояния: 0 — аномалии отсутствуют; 1 — преобладают положительные аномалии; 2 — только положительные аномалии; 3 — равное количество положительных и отрицательных аномалий; 4 — преобладают отрицательные аномалии. Месторождения олова отмечаются в основном отрицательными аномалиями поля ΔZ , т. е. информативной оказалась градация 4.

Все значения признаков рассчитывались и относились к элементарной ячейке (1 см^2 карты). Предварительно весь диапазон изменения значений признаков кодировался, т. е. разбивался на небольшое (3—6) число градаций, как это указано в табл. 2.

Можно полагать, что перечисленные 15 признаков описывают наиболее явные из известных геологических факторов локализации оловорудных месторождений района. Совокупность этих признаков воссоздает образ месторождения олова, а различные сочетания признаков, очевидно, способны подразделять месторождения олова по их формационной принадлежности.

Таким образом, исходный информационный массив представлен в следующем виде:

число классов — $t=5$;

число эталонов — $n_1=18$; $n_2=10$; $n_3=11$; $n_4=18$; $n_5=26$;

число признаков — $m=15$, значения признаков представлены градациями, число градаций — от 3 до 6;

число прогнозируемых объектов (элементарных ячеек) — 4100.

Параметры (a_1, a_2, \dots, a_{15}) определялись в виде: $a_j = \bar{\sigma}_j^{-1} / \sum_{j=1}^{15} \bar{\sigma}_j$, $\bar{\sigma}_j = \frac{1}{t} \sum_{l=1}^{n_j} \sigma_l^{(j)}$, $\sigma_l^{(j)}$ — среднее квадратическое отклонение признака ξ_l в классе Q_j .

Для оценки представительности и однородности эталонных выборок было произведено распознавание «само на себя», т. е. классификация по программе на ЭВМ самих эталонных объектов, а также группы контрольных объектов, не вошедших в эти-

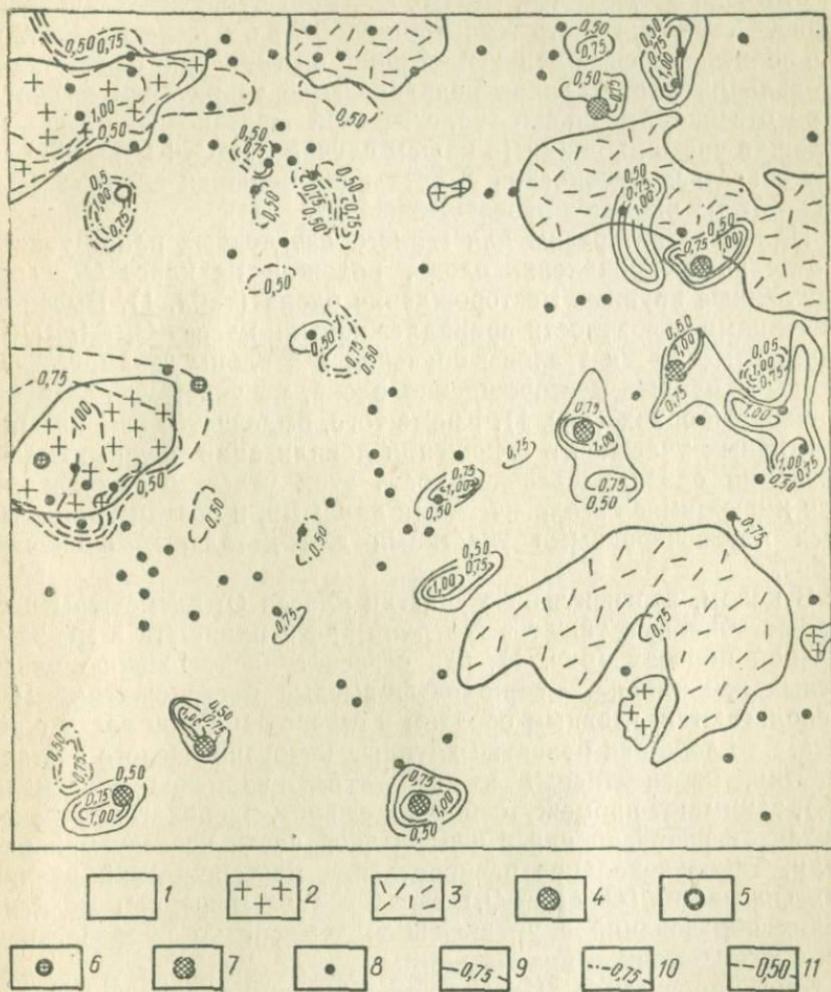


Рис. 1. Результаты распознавания месторождений олова (классы Q_1 , Q_2 и Q_3):
1 — осадочные образования $T-Cr_1$; 2 — интрузивные образования; 3 — вулканогенные
образования; 4 — эталон обучения класса Q_1 ; 5 — класса Q_2 ; 6 — класса Q_3 ; 7 — эталоны
экзамена Q_1 ; 8 — прогнозируемые объекты; 9 — извероятности обнаружения класса Q_1 ,
10 — Q_2 , 11 — Q_3 .

лонные выборки. Ошибки в распознавании эталонных объектов из классов Q_1 , Q_2 , Q_3 , составили 11%.

В результате распознавания каждой элементарной ячейке исследуемой территории приписывались вероятности принадлежности к классам Q_1-Q_5 . На рис. 1 (центральная часть прогнози-

руемой территории) выделены локальные перспективные участки, в пределах которых с известной степенью риска могут быть обнаружены месторождения классов Q_1 , Q_2 и Q_3 . Степень локализации перспективных участков достаточно высокая: к классу Q_1 отнесено 8%, к Q_2 —4, Q_3 —10, Q_4 —20% от исследуемой территории. Остальная часть территории (58%) отнесена к классу Q_5 , т. е. является весьма неперспективной в отношении обнаружения проявлений олова. Такое подразделение территории в полной мере отвечает реальной геологической обстановке — лишь небольшая часть площади (в нашем случае $Q_1+Q_2+Q_3=22\%$) может оказаться рудоносной, а остальная большая ее часть ($Q_4+Q_5=78\%$) является неперспективной.

Наиболее интересны для геологоразведочных работ участки и отдельные проявления олова, похожие на класс Q_1 — промышленные крупные месторождения олова (табл. 1). Высокими значениями вероятности принадлежности к классу Q_1 ($P\{y \in Q_1\} > 0,5$) отмечаются эталоны обучения и эталоны экзамена — известные крупные месторождения олова, не участвующие в эталонных выборках (рис. 1). Кроме того, выделяется еще ряд перспективных участков в отношении локализации крупных месторождений олова. Перспективность этих участков подтверждается имеющимися геологическими данными, и поэтому они являются первоочередными участками для детальных оценочных работ.

В целом, перспективные участки класса Q_1 размещены в северо-восточной, а также в северной части планшета в меридиональной полосах (рис. 1), что отвечает расположению оловоносных зон района. Кварц-вольфрамовые месторождения (Q_3) располагаются, главным образом в северо-западной части планшета, на площадях развития крупных интрузий кислого состава. Участки, перспективные на кассiterит-кварцевое оруденение (Q_2), занимают промежуточное положение, располагаясь в экзоконтактах интрузий или в центральной части исследуемой площади. Такое зональное распределение месторождений различных формаций ($Q_3 \rightarrow Q_2 \rightarrow Q_1$) связано с размещением магматических образований с уменьшением температур рудообразования в юго-восточном направлении.

Кроме программы «Непараметрическая классификация», для распознавания проявлений олова была применена программа «Образ-3» [2]. В алгоритме классификации «Образ-3» диагностика объектов осуществляется по информативным сочетаниям признаков по три, а для каждого из трех признаков перебираются все возможные сочетания их градаций. Оценки, данные всеми принадлежащими объекту прогнозирования диагностическими сочетаниями, складываются, и в конечном итоге объекту приписывается значение комплексного критерия похожести на какой-либо класс по всем сочетаниям признаков.

Таким образом, алгоритмы «Непараметрическая классифика-

ция» и «Образ-3» существенно отличаются по решающему правилу распознавания. Поэтому интересно провести сравнение их результатов.

Как видно из рис. 2, программа «Непараметрическая классификация» задачу прогнозирования в указанной формулировке решает лучше, чем программа «Образ-3». Во-первых, в первом случае (рис. 2, а) достигается большая степень локализации перспективных участков. Во-вторых, полученные результаты более уверенно подтверждаются имеющимися практическими данными и существующими геологическими представлениями.

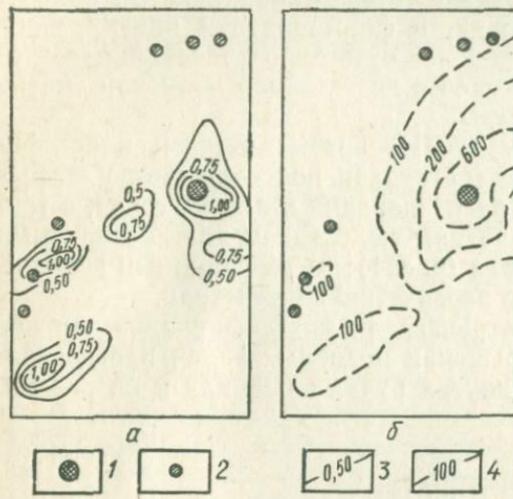


Рис. 2. Сравнение результатов распознавания по программам «Непараметрическая классификация» (а) и «Образ-3» (б):

1 — эталонное месторождение класса Q_1 ; 2 — прогнозируемые объекты; 3 — изолинии и значения вероятности объекты; 3 — изолинии и значения вероятности отнесения объектов к классу Q_1 ; 4 — изолинии и значения комплексного критерия отнесения к классу Q_1 .

Геологический анализ результатов распознавания показывает, что наиболее четко, практически безошибочно, разделяются месторождения и рудопроявления кассiterит-силикатно-сульфидной группы формаций (классы Q_1 и Q_4) от месторождений кассiterит-кварцевой и кварц-вольфрамитовой формаций (классы Q_2 и Q_3). Можно также заключить, что достаточно отчетливо выделяются месторождения класса Q_1 . В частности, уверенно диагностируются все эталоны и контролируемые (экзаменующиеся) объекты. Кроме того, 6 объектов, которые относились ранее геологами к непромышленным рудопроявлениям, классифицируются как промышленные месторождения (Q_1), и эта оценка подтверждена последующими геолого-geoхимическими исследованиями. Одно из месторождений олова, классифицируется по программе как рудопроявление (Q_4), что также подтверждается результатами буровых работ. Вместе с тем, три объекта, отнесенные к классу Q_1 , противоречат геологическим оценкам, но они еще не разведывались на глубину.

Выделенные участки, похожие на объекты класса Q_2 и Q_3 практически не изучались. Только в двух случаях по данным лихихимических съемок можно судить, что распознавание произведено без ошибок.

Таким образом, 9 из 12 изученных последующими геолого-геохимическими работами объектов по программе «Непараметрическая классификация» диагностируются правильно*.

Результаты количественного прогнозирования месторождений олова с помощью программы «Непараметрическая классификация» позволяют сделать следующие выводы.

Задача прогнозирования промышленных месторождений олова может быть успешно решена на основе правильного выбора эталонных объектов, учитывающего формационную принадлежность каждого месторождения, и формирования признакового пространства, в котором наиболее отчетливо обособляются эталоны разных классов и которое с достаточной полнотой описывает диагностируемые объекты.

Эффективность программы «Непараметрическая классификация» для решения указанной задачи подтверждается незначительными ошибками при распознавании «само на себя», а также контрольных объектов; четким выделением диагностируемых объектов на прогнозной карте (рис. 1); 3) имеющимися геологическими представлениями о перспективных участках.

Программа «Непараметрическая классификация» может быть рекомендована при решении подобных задач прогнозирования и классификации в других рудных районах и на различные полезные ископаемые.

ЛИТЕРАТУРА

1. Боровко Н. Н. Алгоритм «ТАУ» для распознавания при малом объеме эталонной выборки.—«Методы разведки геофизики», 1972, вып. 15.
2. Ломтадзе В. В. Алгоритмы «Образ-3» классификации изучаемых объектов по комплексу признаков.—«Методы разведки геофизики», 1972, вып. 15.
3. Лугов С. Ф. Формационный анализ — научная основа прогнозирования оловянного оруденения.—В сб.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971.
4. Перваго В. А. Повышение эффективности геолого-разведочных работ — главная задача геологов.—«Разведка и охрана недр», 1973, № 3.
5. Разманихин Ю. Н., Разманихина Э. М. Систематика, зональность и металлогеническое значение метасоматитов оловоносных полей Сихотэ-Алиня.—«Геология рудных месторождений», 1973, 15, № 1.

* При указании класса «наугад» доля ошибок составит $p = (t-1)/t$, где t — число альтернатив (классов). При $t=5$ вероятность — доля ошибок $p=0,80$.

*N. N. Zhukov, L. T. Mishin, A. Ya. Serga,
N. Ya. Tarasenko*

THE METHOD OF THE QUANTITATIVE FORECASTING
OF TIN DEPOSITS BY THE USE
OF PROGRAM «NONPARAMETRIC CLASSIFICATION»

Summary

The use of non-parametric classification program for the exposure of regions with perspective for localization of tin and tin-tungsten ore-deposits of various formation types on the territory of the Primoria stanniferous ore-bearing belt is described.

А. К. АВГИТОВ, канд. геол.-мин. наук

Институт минеральных ресурсов Министерства геологии УССР

ИЗУЧЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ РУДНЫХ ПОЛЕЙ
С ПОМОЩЬЮ ФУНКЦИИ ТИПА ЭНТРОПИИ

(На примере Вышковского рудного поля, Закарпатье)

При поисках скрытого оруденения в пределах известных рудных площадей большое значение имеет установление зональности строения вторичных ореолов и их связи с составом рудных тел и месторождений. Известно, что зональное строение эндогенных ореолов, связанных с одной определенной рудной формацией, отражающее вертикальную зональность оруденения, характеризуется закономерным смещением по восстанию и тесным совмещением в плане ореолов всех элементов-индикаторов. Интерпретация ореолов такого типа довольно проста. Значительно сложнее интерпретация ореолов, связанных с различными по составу и времени отложения рудными образованиями. Для последних характерно образование совмещенных [1] ореолов одноименных элементов-индикаторов, связанных с различными типами эндогенной минерализации. Существующие методы [1, 2, 4 и др.] выявления зональности подобных ореолов, основанные на количественных соотношениях между элементами-индикаторами (отношение продуктивности, средних содержаний, корреляционные зависимости и др.) оказываются недостаточно эффективными, поскольку не позволяют однозначно выделить среди них ореолы тех элементов, которые связаны с определенными типами эндогенной минерализации. При изучении зональности ореолов этими методами удается выявить ряды ассоциаций ореолообразующих элементов, отличающихся количественными соотношениями как внутри групп ассоциаций, так и между группами. Состав таких ассоциаций довольно сложный, а число их (иногда слишком большое) определяется исключительно тем,

на скольких уровнях относительно известного рудного тела или месторождения они изучены. При изучении же вторичных ореолов без конкретной привязки их к уровню положения оруденения, выявляемые сложные ассоциации элементов очень трудно интерпретируются.

Известно, что о составе оруденения можно судить по абсолютным содержаниям элементов-индикаторов в ореолах, о чем свидетельствуют многочисленные примеры. Так, для свинцово-цинковых месторождений характерны ореолы свинца с содержанием последнего в 1%, тогда как на ртутных месторождениях этот элемент образует ореолы с содержанием не более 0,01% и т. д. В целом же комплекс элементов-индикаторов для различных рудных формаций может быть один и тот же, но содержания элементов в ореолах отличаются весьма существенно. Поэтому задача интерпретации ореолов сводится к оценке значимости отдельных ореолообразующих элементов, их влияния на общую многоэлементную ореальную систему, и выделению на этой основе тех из них, которые количественно преобладая над другими, определяют принадлежность ореола к конкретному формационному типу оруденения. Для решения этой задачи представляется целесообразным использование способа, предложенного Пелто [2] для анализа многокомпонентных систем, который в качестве меры информации, позволяющей оценить состояние систем, применил функцию типа энтропии, определенной по Шенону [2],

$$H = - \sum_{i=1}^N p_i \log p_i,$$

где $\sum_{i=1}^N p_i = 1$, а p_i — доля i -го компонента в системе, состоящей из N компонент. Она равна величине отношения количества («веса») каждого отдельно взятого компонента (c_i) к сумме количеств всех компонентов (Σc_i), слагающих систему

$$p_i = c_i / \sum_i^a c_i.$$

Для рассматриваемого случая энтропия отражает степень неравномерности в распределении содержаний различных элементов, образующих систему (ореол). Ее величина зависит не от абсолютных содержаний ореолообразующих элементов, а от характера их распределения в данной системе. Так, если содержание всех элементов, входящих в систему (образующих ореол), высокое или низкое, т. е. доли всех элементов равны между собой и в том и в другом случаях, то энтропия максимальна и отражает максимальную неопределенность.

Отнесение ореолов с такими количественными соотношениями между элементами к конкретному типу оруденения является нелегкой задачей, ибо такой неопределенный состав ореолов может быть характерен для многих типов эндогенного оруденения.

Другой крайний случай представляют собой ореолы (системы), в которых доля одного элемента настолько велика, что почти полностью определяет систему (принадлежность ореола к определенному типу минерализации), тогда как доля всех остальных элементов, вместе взятых, весьма ничтожна. Эти системы, характеризующиеся полннейшей определенностью, имеют минимальную величину энтропии. Такую систему представляет собой, к примеру, надрудный ореол любого ртутного месторождения, в котором доля ртути очень велика ($p \geq 0,8$), тогда как доля других элементов (мышиака, сурьмы, свинца и др.) весьма незначительна ($p \leq 0,2$). Такой ореол совершенно однозначно может быть отнесен к ртутному оруденению. Вполне очевидно, что системы различной степени сложности, располагающиеся между рассмотренными крайними случаями, характеризуются промежуточными значениями энтропии.

Такой метод изучения ореолов позволяет выразить их состояние (состав) одним числом — величиной энтропии. Последняя легко интерпретируема, поскольку состав оруденения и количественные соотношения между рудообразующими элементами в пределах рудного поля известны. Интерпретация сводится к отнесению выявляемых по величине энтропии зон распространения систем с различным числом и составом элементов к определенным типам эндогенной минерализации.

Предлагаемый подход отличается еще и тем, что изучение зональности ореолов, связанных с определенными типами эндогенной минерализации, производится на основании анализа количественных соотношений только между ведущими элементами в ореолах. Такое изучение геохимической зональности представляется корректным в связи с тем, что, как известно, при зональном характере размещений эндогенного оруденения комплекс ведущих элементов-индикаторов практически остается постоянным для любой области его проявления. При этом отдельные элементы, являющиеся количественно ведущими для одних частей месторождений, становятся сопутствующими для других их частей, предопределяя зональность по вертикали и горизонтали.

Однако на практике не всегда удается выявить (в силу слабой чувствительности аналитических методов) все элементы ореольных систем. Поэтому, чтобы учесть влияние общего числа ведущих элементов на конкретную систему с неполным числом элементов, приходится оперировать не самой энтропией данной системы, а величиной ее отношения к энтропии системы с общим (максимальным) числом ведущих элементов.

Эта величина по Пелто [2] представляет собой относительную энтропию (выраженную в процентах), определяемую из выражения

$$100H_r = \frac{-100 \sum_{i=1}^N p_i \log p_i}{H_m},$$

где H_m — максимально возможная энтропия,

$$H_m = - \sum_{i=1}^N \frac{1}{N} \log \frac{1}{N};$$

N — число компонент.

Значение относительной энтропии зависит от числа элементов, попавших в конкретную систему. Поэтому необходимо, задавшись максимальным общим числом ведущих элементов, определить границы всех возможных систем в зависимости от количества образующих их элементов.

Использование относительной энтропии весьма удобно для графического изображения результатов, сопоставления с картами ореолов и геологической интерпретации. Этот способ изучения геохимической зональности применен нами при анализе гипергенного поля рассеяния Вышковского рудного поля. Особенностью этого рудного поля является развитие в его пределах полиметаллической, ртутно-полиметаллической и ртутной эндогенной минерализации. Известные месторождения и рудопроявления размещены в пределах рудного поля зонально [3], закономерно сменяя друг друга от полиметаллических к ртутным в направлении с юго-запада на северо-восток.

Изучение геохимического спектра месторождений показало, что для полиметаллической минерализации ведущими элементами являются свинец, цинк, медь, серебро и, в меньшей степени, молибден; для ртутно-полиметаллической — свинец, цинк и ртуть, а для ртутной — ртуть, мышьяк. Все перечисленные элементы в различных количествах обнаруживаются во всех типах руд. Кроме того, во всех рудах отмечается золото, содержание которого закономерно уменьшается от полиметаллических к ртутным месторождениям. В связи с тем, что золото не определялось при массовых анализах проб, а чувствительность спектрального анализа на серебро, мышьяк и сурьму — низкая, и определены они лишь в единичных пробах, то список ведущих элементов, представляющих геохимический спектр оруденения рудного поля, составили только пять элементов: ртуть, свинец, цинк, медь и молибден. Следует еще раз подчеркнуть, что все эти элементы обнаруживаются во всех типах руд, но ведущим каждый из них или их группы являются только для определенных типов минерализации.

Анализ геохимической зональности рудного поля проведен по материалам литохимической съемки масштаба 1 : 10 000. Изучение геохимической зональности рудного поля проводилось для того, чтобы определить области распространения эндогенной минерализации определенного типа. Конкретно, задачей работ было определение границ распространения полиметаллической, ртутно-полиметаллической и ртутной минерализаций, что позволило бы оценить перспективы рудного поля на ртуть.

Методика работ заключалась в следующем. Вся площадь опоискования разбивается на отдельные элементарные площадки, размером 100×100 м каждая. Размер площадки выбран с таким расчетом, чтобы площадь развития возможных месторождений перекрывалась не менее 2—3 точками осреднения. Для каждой элементарной площадки вычислены средние содержания элементов-индикаторов, по которым далее определялась величина относительной энтропии. При этом доля каждого элемента, вошедшего в систему, оценивалась в числах геохимического фона данного элемента с тем, чтобы исключить различный характер распространения (фон) элементов.

Определение границ систем по числу компонент производилось следующим способом. Одноэлементными считались системы, в которых один элемент представлен в резко подавляющих количествах. К примеру, на ртутном месторождении доля ртути составляет 0,8 и более от системы (надрудного ореола), а на долю свинца и цинка или только свинца или цинка и т. д. в ней приходится менее 0,2. Такой ореол с низким содержанием сопутствующих элементов считается собственно ртутным (моноэлементным). Поэтому пределом для оконтуривания одноэлементных зон ореолов служит не та величина относительной энтропии, которая получается в том случае, когда система состоит из одного компонента (таких ореолов практически не существует), а несколько большее ее значение, получающееся при допущении присутствия небольших отмеченных выше концентраций других элементов-индикаторов, сопутствующих данному типу оруденения.

Для двухэлементных систем верхним (максимальным) значением энтропии является ее теоретическое значение, которое соответствует присутствию в системе двух элементов в разных количествах (50% от общего «веса» системы), а нижним — граница одноэлементного ореола. При этом, если в конкретной системе присутствуют не два, а три и более элементов, но величина энтропии не выходит за пределы, характерные для двухкомпонентной системы, то ореол считается двухэлементным и относится к количественно преобладающим элементам. Аналогично для трех, четырех, пяти и т. д. компонентных систем верхним пределом энтропии является ее теоретическое значение, соответствующее присутствию в разных долях трех, четырех, пяти элементов, а нижним — граница предыдущей системы с меньшим числом эле-

ментов. Точно так же, независимо от числа попавших в систему элементов, ореол относится к той системе, которой соответствует вычисленное значение энтропии и приписывается тем элементам, которые количественно преобладают над другими. По величине относительной энтропии конкретные границы систем с различным числом элементов, при максимальном их числе, равном пяти, колеблется в следующих пределах: одноэлементная, в которой доля одного элемента составляет не менее 0,8 от веса системы, — от 0 до 23%; двухэлементная — от 23 до 46; трехэлементная — от 46 до 67; четырехэлементная — от 67 до 85 и до 100% — пятиэлементная.

По данным вычислений были построены области распространения систем с различным числом элементов. Выявленные таким образом области развития одно-, двух-, трех- и более элементных систем, в соответствии с наперед заданным элементным составом известных типов минерализации объединялись в зоны, сочетание и размещение которых, как будет показано ниже, отражает зональность вторичных ореолов и геохимическую зональность рудного поля.

Анализ элементного состава этих зон, сложность которых возрастает от северо-восточных флангов рудного поля к его юго-западным границам, показал, что одноэлементные системы совпадают с областью распространения интенсивных ореолов ртути и известных ее месторождений и рудопроявлений. Другие элементы из числа рассмотренных не образуют одноэлементных систем. В области распространения одноэлементных систем поэтому можно ожидать обнаружение скрытых месторождений только ртути.

Область распространения двухэлементных систем совпадает пространственно с ореолами свинца и цинка, или ртути и свинца, или ртути и цинка. Эта область менее обширная относительно всех остальных. Исходя из элементного состава этих систем, область их распространения рассматривается как соответствующая ртутно-полиметаллическому геохимическому комплексу. К последнему отнесена и область, которую занимают трехэлементные системы, имеющие переменный состав: ртуть, свинец, цинк; свинец, цинк, медь, или иногда — ртуть, свинец, медь; ртуть, цинк, медь. В пределах распространения двух- и трехэлементных систем размещены все известные месторождения и рудопроявления ртутно-полиметаллического состава.

Четырехэлементные системы, занимающие центральные и юго-западные фланги рудного поля, имеют состав: цинк, свинец, медь, молибден, иногда ртуть, цинк, свинец, медь. Эта зона соответствует области распространения полиметаллического геохимического комплекса, и в ее пределах размещены все известные рудопроявления полиметаллического и золото-полиметаллического состава.

Пятиэлементные системы, состоящие из всех перечисленных элементов, отмечены только в двух случаях в пределах области распространения полиметаллической минерализации и не представляют особого значения.

Все изложенное позволило в итоге построить карту геохимической зональности рудного поля. На этой карте выделены зоны ореолов, которые соответствуют областям развития ртутной, ртутно-полиметаллической и полиметаллической минерализации, к каждой из которых приурочены известные месторождения и рудопроявления соответствующего по составу оруденения. Анализ этой карты позволяет оценить перспективы рудного поля на тот или иной металл и определить направление поисково-разведочных работ. В частности, перспективной для обнаружения ртутных месторождений, как отмечалось выше, является только область распространения собственно ртутной геохимической зоны, охватывающая северо-восточные фланги рудного поля. Значительная часть территории рудного поля может рассматриваться перспективной в отношении возможного обнаружения полиметаллических (с золотом) и (в меньшей мере) ртутно-полиметаллических месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Григорян С. В., Янышевский Е. М. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений. «Недра», 1968.
2. Миллер Р., Кан Дж. Статистический анализ в геологических науках. «Мир», 1965.
3. Славская А. И. Окаторудные изменения в некоторых месторождениях Закарпатья. К., Изд-во АН УССР, 1957.
4. Соловов А. П. Основы теории и практики металлометрических съемок. Изд-во АН КазССР, 1959.

A. K. Avgitov

THE STUDY OF ORE FIELDS GEOCHEMICAL ZONALITY WITH THE HELP THE FUNCTION FEELS LIKE ENTHROPY

(on the example of Vishkovsky ore Field, Transcarpathia)

Summary

Geochemical zones, different as regards the magnitude of entropy and element composition, were singled out with the help the function feels like entropy on the basis of analis of secondary aureoles as multiconstituent systems, including only ore-forming elements. The boundaries between the zones are considered as the limits of spreading of certain types of endogenous mineralization, which agrees well with localization of famous ore manifestations.

Б. А. ГОРЛИЦКИЙ,
В. Е. ТЕПИКИН, кандидаты геол.-мин. наук,
Л. С. ФИНКЕЛЬ, ст. инж.
Институт геохимии и физики минералов АН УССР

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ КИБЕРНЕТИКИ В ПРИКЛАДНОЙ ГЕОХИМИИ

При решении теоретических и практических проблем внедрения автоматических систем управления кибернетика добилась определенных успехов в разработке математического обеспечения, технических средств и организационных систем широкого назначения. В геологической науке, в частности, в прикладной геохимии, основной задачей которой является анализ, обобщение и оценка геохимической информации с точки зрения обеспечения успешного проведения поисково-разведочных работ, возникла потребность в новых методах, предлагаемых кибернетикой.

В этом направлении наиболее назревшим мероприятием является разработка региональных фактографических информационно-поисковых систем (ФИПС) в области геохимии в комплексе с соответствующими системами обработки данных (АСОД), позволяющими оперативно и эффективно использовать возможности информационного фонда ФИПС для решения геологопоисковых задач. Необходимость перехода к таким ФИПС продиктована накоплением в прикладных геохимических исследованиях больших массивов первичной информации, используемой только по частям, поверхностно и однократно и недоступной даже в этом плане для других геологов, кроме «авторов», т. е. лиц, непосредственно проводивших геохимическое опробование на частном объекте приложения.

Основными геологическими предпосылками создания фактографических геохимических ИПС, кроме указанных технико-кибернетических являются следующие.

1. Улучшение аналитической базы геохимических исследований, обеспечивающее возможность сопоставлять результаты, полученные в различное время и в различных лабораториях.

2. Опыт применения математических методов анализа геохимической информации для решения геологических и поисковых задач, который предопределяет эффективность внедрения ИПС с соответствующими АСОД и готовность геологов на местах к ее использованию.

Обсуждая проблему комплектования ФИПС «Геохимия» соответствующими АСОД, мы считаем, что в настоящее время технически невозможно создать универсальную АСОД «Геохимия», так как различное целевое назначение конкретных ФИПС «Геохимия» и различие геологической обстановки в тех регионах, где они создаются, предопределяет различие соответствующих АСОД по количеству и содержанию уровней и этапов обработки

исходной информации, алгоритмов, обрабатывающих информацию на каждом уровне, и т. д. Так, разрабатываемая в ИГФМ АН УССР АСОД «Комплекс» для Украинского щита ориентирована на решение геологопоисковых задач на основе обработки геохимической информации, полученной на этапе геологической съемки кристаллических пород геологических закрытых территорий в условиях отсутствия правильной сети опробования и установленных генетических типов объектов поиска.

Рассмотрим на этом примере функции АСОД, стыкующейся с ИПС. ИПС по запросу формирует массив информации, который в соответствии с запросом может представлять некоторый геологический объект (геологические объекты).

Решение геологической задачи в АСОД сводится к последовательности этапов обработки (в частном случае — к одному). Они, естественно, задают некоторую типизацию геолого-геохимических задач, решаемых АСОД.

«Ввод». На этом этапе осуществляется унифицированный ввод и предварительная обработка геохимической информации, контроль вводимой информации; реконструирование значений признака; редактирование унифицированной первичной и сопутствующей информации; объединение массивов; формирование новых массивов (вычеркивание и кодирование значений признаков для использования логико-дискретных мотивов анализа).

«Описание». Исходя из предположения, что геологической однородности в рассматриваемом признаковом пространстве соответствует статистическая однородность, «комплекс» проверяет геологическую однородность и (или) «комплектность образа» в каждом из объектов (участков) и между объектами опробования. Геологу представляется возможность уточнить набор объектов опробования и проб, их представляющих. Вычисляются необходимые статистические признаки в этих объектах. Предусмотрен анализ признаков, измеренных в количественных, порядковых и нормальных шкалах.

«Сравнение». В ряду объектов (в определенном смысле геологически однородных) в рамках принятой модели по статистическим характеристикам объектов, выделенных на предыдущем этапе, выявляется их геохимическая специализация, т. е. для каждого имеющего смысл и указанного на языке «комплекса» набора объектов проверяются статистические гипотезы тождественности типов распределений, параметров распределений; предусмотрено использование моделей дисперсионного, факторного анализа, обеспечивается метризация на рассматриваемых объектах.

«Классификация». В зависимости от особенностей материала и геологической подготовленности вопроса на этом этапе по результатам предыдущих этапов осуществляется решение задачи:

а) распознавание образов (в детерминированной и вероятностной постановке);

б) группирование;
в) анализ отношений, задаваемых результатами «сравнения». На этом этапе иногда удается ввести метрику, которая не противоречит эмпирическому представлению геолога о близости (родстве) исследуемых объектов.

«Поиск». Осуществляется решение поисковых задач. На основании результатов предыдущих этапов обработки с использованием принципа подобия и исключительности ведется поиск участков опробования, которые или подобны известным «эталонным объектам», или исключительны в данном множестве объектов. «Поиск», в зависимости от ситуации, сводится к модификациям алгоритмов этапа «сравнение», решения задач распознавания образцов или группирования этапа «Классификация». На этапе «Поиск» признаковое пространство выбрано и фиксируется целенаправленно на основании оценки вклада отдельных признаков в меры различия.

Каждый указанный этап (последовательность этапов) обеспечивается некоторым набором программ. Схемы применения программ к исходной информации задаются на специальном языке — языке пользователя (ЯП). Он позволяет геологу задавать, изменять, повторять просчет, дополняя информацию, т. е. обеспечивает диалог «геолог—ЭВМ».

Основной смысл комплексного использования программ заключается в возможности использовать логическое единство решаемых задач.

Естественно, что АСОД, предназначенная для обеспечения задач геологической съемки и поисков (идентификация и классификация геологических объектов, выявление геохимических аномалий, их специализации и т. д.), в условиях Украинского щита будет существенно отличаться, с одной стороны, от АСОД, соответствующей например, геологической ситуации Казахстана, Кольского полуострова или Донбасса, а с другой стороны, от АСОД, обеспечивающей решение геологопоисковых задач на этапе детальных поисковых и разведочных работ, специализированных на конкретный тип месторождений или вид полезного ископаемого.

Создание универсальных геохимических АСОД и «всеобъемлющих» ФИПС, обладающих весьма объемными управляющими программами, сложными языками пользователя и большим набором обрабатывающих программ, станет возможным, по-видимому, только на определенных этапах. Для этого должны быть созданы технические предпосылки для реализации такой задачи, т. е. решены некоторые общие математические и кибернетические проблемы создания систем подобного типа.

Поскольку затраты на разработку ФИПС, включая сопровождающие АСОД, и проведение технико-экономических мероприятий, обеспечивающих их внедрение, велики и должны быть оправданы, следует указать некоторые новые составляющие эф-

фективности использования геохимической информации через ИПС. Предполагается, что ИПС позволит решать и выполнять такие задачи.

Ставить и решать новый класс задач в связи с выявлением глобальных и региональных аномальных зон, геохимических зависимостей и т. п., решение которых вне ИПС невозможно.

Многократно использовать и целенаправленно перегруппировать первичную информацию без сколько-нибудь существенных трудовых затрат.

Обеспечивать доступность всего объема информации любому специалисту в соответствии с характером решаемой им задачи.

Уменьшать затраты на математическую обработку данных при помощи наиболее рационального использования АСОД, являющихся с точки зрения авторов непременной частью ИПС.

Реально координировать проводящиеся в одном регионе работы по прикладной геохимии независимо от уровня проведения и обеспечивать оценку эффективности их еще в процессе производства.

В настоящее время фактографические региональные ИПС в области петрохимии и геохимии в рамках проблемы АСУ «Геология», разрабатываются рядом коллективов (ВИЭМС, ИМГРЭ, ВСЕГЕИ, ИГФМ АН УССР и др.).

Одной из проблем их создания ИПС является правильное представление о факте и его привязке в используемой исходной информации.

Для геохимической ИПС имеет смысл считать собственно фактом результат определенного вида анализа вещественного состава единичной пробы. Правильное функционирование системы в этом случае предполагает, что каждый такой факт должен представляться в системе следующей информацией.

Адресом (географическими координатами).

Системой описателей (соответствующим набором из конечных списков), определяющих стратиграфическую, минералогопетрографическую, структурно-тектоническую и другую принадлежности пробы.

Дополнительной информацией, в которой указываются год пробоотбора, организация, проводившая работы, лаборатория, вид, метод и условия анализа, спецуказания о характере использования и доступа к поступающей информации. Набор списков описателей и полнота каждого из них определяется кругом решаемых в рамках определенной ИПС геохимических и геологопоисковых задач и предопределяет форму выдачи материалов ИПС (таблицы, списки, карты и т. п.). Типизация этих задач применительно к конечному обоснованному количеству вариантов геологической обстановки является первоочередной задачей геохимической науки и практики.

Одной из особенностей, которую следует учитывать при построении ФИПС «Геохимия», является разнородность фактичес-

кого материала и разная степень детальности его изучения. По этой причине жесткое однородное распределение памяти на внешних носителях, характерное для большинства созданных и создаваемых ФИПС, приведет к крайне нерациональному использованию ее объема. Кроме того, построение конкретной ФИПС не может быть одинаково для всех случаев и должно меняться в зависимости от масштаба региона, для которого она создается, и его геологической природы, т. е. в пределах одного типа ФИПС просматриваются разные уровни организации материалов.

Внедрение кибернетических методов прикладной геохимии требует дальнейшего технического перевооружения геохимических исследований. В частности, поток первичной информации, поступающей с мест в региональную ФИПС, требует организации телетайпной связи лабораторий с соответствующим ВЦ, внедрение в аналитические лаборатории единой системы стандартов проб сравнения, завершения работ по автоматизации расшифровки данных спектрального анализа, совершенствования и изменения форм первичной геологической документации. Этот комплекс мероприятий формально выходит за рамки обсуждаемой проблемы, но существенно влияет на темп и эффективность внедрения достижений кибернетической науки в практику прикладных геохимических исследований.

Эти исследования проводятся не отдельно от других методов изучения вещества земной коры, и ФИПС «Геохимия» не противостоят таким ФИПС, как «Геофизика», «Тектоника», «Стратиграфия» и т. д. Напротив, только в их совокупности авторы представляют себе дальнейшее развитие применения кибернетики в геологии. При этом ФИПС по разным геологическим наукам должны составлять как бы отдельные подсистемы одного уровня общей ФИПС «Геология», входящей в АСУ «Геология».

Отыскание соответствия между фактическим материалом, хранящимся в различных ФИПС, наиболее надежно контролируется координатно-географической привязкой, которая не зависит от субъективности геологических классификаций.

Таким образом, геохимическая ФИПС рассматривается как одна из подсистем ФИПС «Геология», все многообразие которых создается в соответствии со специализацией геологии как общей науки о Земле. Эта специализация, как и во всех науках, является следствием бурного количественного роста фактических данных и их различных объяснений, не охваченных более общим описанием — законом большей общности, и невозможности накопить эту информацию человеком.

B. A. Gorlitsky, V. E. Tepikin, L. S. Finkel

THE APPLYING CYBERNETIC METHODS
IN THE APPLIED GEOCHEMISTRY

Summary

The article deals with the premises, necessity and state of cybernetic methods use in applied geochemistry. The authors consider the use of modern cybernetics achievements under complexes development that include factographic information retrieval system (FIRS) and automatic system of data treatment (ASDT) to be the most effective direction for the applied geochemistry. Some questions on the structure of information unit on the example of the really developed (by the authors) specialised system of regional FIRS on geochemistry are under detail consideration. Some factors that determine efficiency estimation of such FIRS introduction are appreciated. A series of organising and technical measures ensured its function is cited. Such an interpretation of the whole series of problems associated with the cybernetic methods introduction to the applied geochemical investigations is of great interest for specialists of this branch.

ХРОНИКА

С октября 1973 г. по май 1974 г. на геологическом факультете Киевского государственного университета состоялось 5 заседаний межведомственного научного семинара «Проблемы прикладной геохимии».

15 октября 1973 г. на пятом заседании были заслушаны доклады проф. Э. В. Соботовича (Институт геохимии и физики минералов АН УССР) «Изотопы в геохимии и возможности их использования при решении геологических задач», доц. Б. С. Панова (Донецкий политехнический институт) «Опыт применения изотопных данных к изучению рудных месторождений Донбасса», ст. научн. сотр. В. Е. Ветштейна (Институт физической химии АН УССР) «Применение изотопов кислорода и водорода в гидрогеологических исследованиях, а также в метеорологии и климатологии».

В докладе Э. В. Соботовича был дан обзор методов и возможностей изотопного анализа при геологических исследованиях. Б. С. Панов представил оригинальную интерпретацию генезиса рудных месторождений Донбасса с помощью применения изотопных данных. В докладе В. Е. Ветштейна в основном были показаны области применения изотопов кислорода в гидрогеологии, вулканологии, океанологии, гляциологии, метеорологии и других областях знаний.

В дискуссии приняли участие С. В. Нечаев, И. П. Луговая, Е. И. Слензак, В. И. Лялько, С. П. Ольштынский, В. К. Куликовский, М. И. Толстой, Д. В. Закревский, В. Е. Динисенко.

Шестое заседание семинара состоялось 27 декабря 1973 г. и было посвящено докладам проф. С. К. Всехсвятского (Киевский университет) «Проблемы космической геологии и новейшие открытия астрономии» и проф. Э. В. Соботовича (ИФГМ АН УССР) «Ранняя история Земли».

На седьмом заседании 15 марта 1974 г. с докладом выступили доктор геол.-мин. наук Г. И. Каляев (ИФГМ АН УССР) «Теоретические проблемы металлогенеза докембрия» и канд. геол.-мин. наук Л. С. Галецкий (МГ УССР) на тему: «Металлогеническая карта Украины и Молдавии». Были обсуждены вопросы металлогенической специализации и рудоносности основных формаций и комплексов Украинского щита, принципы его структурно-тектонического и металлогенического районирования, указаны геологические критерии и признаки полезных ископаемых. В обсуждении докладов приняли участие Г. Л. Гомберг, Б. Ф. Мицкевич, М. Ф. Скопиченко, А. В. Сухорада.

Проблемы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых были рассмотрены на восьмом заседании семинара 27 марта 1974 г. в докладах проф. А. П. Соколова (Московский университет) «Методика геохимических поисков рудных месторождений на закрытых территориях» и канд. геол.-мин. наук О. М. Лепилина (МГ УССР) «Районирование территории Украинского щита по применимости поисково-геохимических методов».

Обсуждение проблемы было продолжено на девятом заседании 26 апреля 1974 г. в связи с докладами проф. А. И. Перельмана (ИМГРЭ АН СССР) «Ландшафтно-геохимические исследования при поисках полезных ископаемых».

и докт. геол.-мин. наук Б. Ф. Мицкевича (ИФГМ АН УССР) «Ландшафтно-геохимические исследования на Украине».

Вопросы эффективности внедрения геохимических методов поисков (лито-геохимических, металлометрических, газовых), в частности для отдельных районов Украинского щита, были освещены в выступлениях И. С. Пивовара, О. М. Лепилина, Л. С. Галецкого, Г. С. Борисенко, М. И. Толстого, В. Т. Латыша, В. А. Нагорского.

Доклады Б. С. Панова, В. Е. Ветштейна, Г. И. Каляева, Б. Ф. Мицкевича, А. П. Соловова, А. И. Перельмана рекомендованы к опубликованию.

И. М. ОСТАФИЙЧУК, канд. геол.-мин. наук

22—24 октября 1973 г. в Киеве состоялся Республиканский межведомственный семинар «Разработка и внедрение автоматизированных систем управления; обработка геологической, геохимической, геофизической и экономической информации с применением ЭВМ», организованный Министерством геологии УССР, геологическим факультетом Киевского университета, Украинским НТО «Горное», Выставкой передового опыта в народном хозяйстве УССР.

Задача семинара — оценка состояния и перспектив разработок в области АСУ и применения математических методов в геологии, а также определение путей дальнейшего развития этих направлений для повышения эффективности геологоразведочных работ.

В работе семинара приняли участие 148 человек, представляющие геологические научно-исследовательские институты, вузы и производственные геологоразведочные организации Министерства геологии УССР. На семинаре с докладом «Задачи развития математических методов и АСУ — геология» выступил министр геологии УССР П. Ф. Шпак.

По автоматизированным системам управления было сделано 8 докладов, в которых освещены основные принципы построения «ОАСУ — Укргеология» и типовая АСУП нефтегазразведочным трестом, их функциональных подсистем, состав и характер первоочередных задач и проблем, связанных с их разработкой и внедрением.

В 20 докладах, освещающих использование математических методов в геологии и геохимии, рассматривались вопросы применения статистических методов в геологии, разработки информационно-поисковых систем и автоматизированных систем обработки геолого-геохимической информации и математического моделирования геологических процессов.

В последние годы работы по применению математических методов и ЭВМ активизировались, улучшилась координация проводимых исследований. При Украинском отделении СГПМ создан межведомственный экспертный совет по применению математических методов, работает республиканский математический семинар при геологическом факультете Киевского университета, с 1973 г. работают курсы повышения квалификации работников МГ УССР.

На секции геофизики в 18 докладах были доложены результаты, полученные на основе использования методов автоматизированной обработки и интерпретации данных геофизической разведки.

В области автоматизации обработки геофизической информации на ЭВМ в настоящее время имеются автоматизированные системы обработки данных ОГТ и РНП, комплексы программ некоторых модификаций дифракционного преобразования сейсмических записей, внедрена в практику АСОД грави- и магниторазведка, вплоть до выдачи карт и профилей, начато широкое опытно-производственное опробование и внедрение программ и программных систем обработки и интерпретации данных геофизических исследований скважин.

Семинар принял решение, в котором указано на необходимость усиления в республике координации исследований по основным областям применения математических методов и ЭВМ в геологии.

В решении семинара, в частности, записано:

усилить работы по стандартизации и формулированию типовых задач геологических исследований и подбору для них наиболее эффективных методов математического обеспечения;

предусматривать при планировании разработок по применению математических методов и ИПС комплекс мероприятий по их внедрению;

усилить математическую подготовку студентов геологических специальностей вузов, организовать специализации по математическим методам обработки и анализа данных в геологии;

организовать систематическое издание экспресс-информации по обмену опытом применения математических методов и ЭВМ в геологии;

ускорить создание замкнутых систем автоматизированной и автоматической обработки геофизических данных, включая геологическую интерпретацию, а также автоматизированных систем обработки геолого-геохимической информации;

приступить к разработке автоматической ИПС для хранения фактических материалов, математических моделей и других данных по исследуемым районам, способной обслуживать конкретные АСУ («Сейсморазведка», «Каротаж», «Разведка на нефть и газ» и др.);

усилить разработку эффективных специализированных устройств для преобразования и оформления геолого-геофизической информации;

сконцентрировать усилия на доработке и широком внедрении находящихся в производстве АСОД и ИПС, максимально эксплуатируя имеющиеся ЭВМ и укрепляя существующие коллективы разработчиков;

ориентировать новые программные разработки на ЭВМ третьего и последующих поколений;

организовывать и проводить республиканские семинары по АСУ и математическим методам в геологии не реже одного раза в два года.

A. Ю. СЕРГА, ст. инж.

РЕФЕРАТЫ

УДК 552.53

Состояние и проблемы развития петрофизики кристаллических пород при геологических исследованиях (плотностные, упругие и емкостные свойства). Субботин С. И., Толстой М. И., Продайвода Г. Т. Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1975, с. 3—13.

В статье рассматриваются некоторые аспекты современного состояния петрофизики кристаллических пород при решении геологических задач и указываются задачи их дальнейшего развития.

Библиогр. 30

УДК 553.064.1

Факторы, контролирующие размещение редкометальных пегматитов на территории древних платформ. Гинзбург А. И., Тимофеев И. Н., Фельдман Л. Г. Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1975, с. 14—24.

Редкометальные пегматитовые поля древних стабильных структурных элементов земной коры характеризуются рядом специфических особенностей. Размещение пегматитов конструируется магматическим, метаморфическим, литологическим и геолого-структурным факторами. Особую роль играет метаморфический фактор, определяющий тип рудоносности пегматитов. Он для редкометальных пегматитов в явной форме не выражен. Литологический фактор (преимущественная приуроченность редкометальных пегматитов к амфиболитам или габбро-анортозитам) имеет сложную физико-механическую природу. Сочетание литологического фактора с геолого-структурным обуславливает масштабы пегматитовых полей и горно-геологические особенности месторождений.

Библиогр. 8.

УДК 550.422

Геохимические признаки фациальной принадлежности гранитов Коростенского комплекса восточной части Корсунь-Новомиргородского plutона Украинского щита. Ишевская Э. Г. Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1975, с. 24—40.

Дается геохимическая характеристика гранитов Коростенского комплекса восточной части Корсунь-Новомиргородского plutона. Рассматриваются закономерности распределения содержаний микроэлементов в коростенских гранитах и их связь с явлениями послемагматического метасоматоза. Показано, что бититовые безовоидные граниты по особенностям химизма и минерального состава близки к нижнепротерозойским мелкопорфировым (кировоградским) гранитоидам. Геохимическим показателем фациальной принадлежности гранитов являются числовые значения отношений элементов-индикаторов, накапливающихся в различных группах пород.

Ил. 9. Табл. 4. Библиогр. 6

УДК 519.2 : 550.84.09 : 553.3/4.078(571—18)

Оценка потенциальной рудоносности интрузивных комплексов и геохимическое районирование на примере п-ва Тайгонос. Голынко И. Н., Тихомиров Л. И. Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1975, с. 40—56.

В статье рассмотрены возможности применения метода главных компонент для выявления геохимических индикаторов потенциальной рудоносности магматических комплексов. Предложенная процедура сводится к выделению однотипных по структуре геохимической изменчивости групп магматических тел, выявлению в таких группах устойчивых рудных ассоциаций и анализу их пространственного распределения. На п-ве Тайгонос с помощью предложенного метода установлена закономерная смена зон с разной металлогенической специализацией интрузивных комплексов от выступа к прогибу и далее к антиклинальному поднятию при секущей позиции геохимических зон по отношению к структурно-формационным; впервые установлена поперечная блоковая структура региона; выделены участки возможной локализации оруденения.

Ил. 5. Табл. 2, Библиогр. 8

УДК 550.4 : 551.2

Геохимия и рудоносность Сущано-Пержанской тектонической зоны. Металиди С. В. Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1975, с. 56—67.

Раскрыта геохимическая специализация гранитоидов Сущано-Пержанской тектонической зоны, показана связь накопления редких щелочных рассеянных элементов и фтора с метасоматическими процессами. По целому ряду признаков выработаны критерии рудоносности района, основными из которых являются геолого-структурное положение района, широкое развитие метасоматических процессов, геохимическая специализация, набор и типоморфные свойства акцессорных минералов.

Признакам рудоносности в Сущано-Пержанской зоне отвечают пержанские граниты, мелкозернистые граниты и лейкократовые синениты, которые следует рассматривать как объекты первоочередных поисковых работ на редкие металлы.

Табл. 2. Библиогр. 8.

УДК 550.81.553.499.044(477.61)62

О методике прогнозирования и поисков скрытого ртутного оруденения в Донбассе по ореолам ртути в углях. Дворников А. Г., Карасик М. А., Кириклица С. И. Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1975, с. 68—77.

Предлагаемая методика основана на установленной связи повышенных концентраций ртути в углях и гидротермальных пиритах с известными относительно более молодыми ртутными и полиметаллическими месторождениями в различных свитах карбона Донбасса. Приводится краткая характеристика отдельных участков основных антиклинальных структур с ореолами рассеянной и обогащенной минерализации ртути. При интерпретации ореолов и выборе перспективных участков элементов индикаторов в угольных пластах в сочетании с различными геохимическими и геолого-структурными критериями оруденения.

Ил. 3. Библиогр. 24 .

Использование изотопов свинца при решении некоторых геологических задач. Соботович Э. В., Комаристый А. А. Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1975, с. 77—88.

Рассматриваются различные варианты свинцово-изотопных методов датирования с целью генетического и стратиграфического расчленения геологических образований.

Особое внимание уделяется использованию изотопов свинца в комплексе с изотопами урана и тория для реконструкции докембрийских событий, начиная от формирования Земли и ее оболочек и кончая становлением докембрийских платформ и построением геохронологической шкалы докембра.

Показано, что исследование форм нахождения свинца дает информацию о генетических и минералогических особенностях пород, а также сведения о возрасте и возможных наложенных процессах. Одной из характеристик той или иной формы свинца является его изотопный состав.

Важным следствием экспериментов по фракционной возгонке свинца явилась возможность разработки нового способа свинцово-изохронного датирования. Любая горная порода представляет собой смесь минералов, свинец которых обладает различной степенью устойчивости к воздействию внешних факторов. Предполагая, что форма нахождения радиогенных изотопов Pb^{206} и Pb^{207} в каждом данном минерале одинакова, строим изохрону по их различным фракциям возгонов в принципе аналогично построению изохроны по валовому свинцу различных мономинералов. В обоих случаях мы получаем внутренние изохроны.

На примере фракционной возгонки свинца из серого Токовского гранита (Подстепнянский карьер) и конгломератов Криворожской серии получено экспериментальное подтверждение в правильности исходных предпосылок.

Ил. 2. Табл. 5. Библиогр. 15.

Изотопный состав серы, кислорода и углерода рудной минерализации Донбасса и Приазовья. Панов Б. С. Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1975, с. 88—101.

Приведены результаты исследований изотопов серы, кислорода и углерода в различных рудных и им сопутствующих минералах из разных месторождений и рудопроявлений Донбасса и Восточного Приазовья. Полученные данные указывают на полигенность как источников рудного вещества залежей, так и образовавших их гидротермальных растворов. Рудообразующие компоненты заимствовались как из пород земной коры, так и более глубинных подкоровых зон, включая мантийное вещество. Устанавливается значительная сложность генезиса рудной минерализации в связи со стадийностью процессов тектоно-магматической активизации в регионе и активным участием в рудообразовании, наряду с ювенильно-магматогенной составляющей, древнего кристаллического субстрата, а также водозных вод осадочного чехла. Оценка изотопных данных с точки зрения корреляционного металлогенетического признака в сочетании с геолого-структурными данными указывает на широкое площадное распространение однотипной минерализации, что позволяет оптимистически рассматривать перспективы рудоносности региона.

Ил. 2. Табл. 2. Библиогр. 15.

УДК 550.8

Об опробовании магматических образований при их общей количественной геохимической характеристики. Толстой М. И., Жуков Н. Н. Вопросы прикладной геохимии и петрографии. Сборник статей, 1975, с. 101—112.

Достоверность решения геологических задач методами прикладной геохимии во многом предопределется представительностью фактического материала, правильностью его отбора. В общем случае сеть опробования, расположение проб в пространстве предопределяет характер решаемой задачи, а количество проб, способ их отбора, представительность — точность ее решения. В связи с этим в статье рассматриваются вопросы, связанные с расчетом необходимого количества литогеохимических проб, обеспечивающих заданную точность оценки статистических параметров распределения химических элементов в геологических объектах; выбор способа литогеохимического опробования (представительность проб); размещение пунктов опробования. Для каждой из указанных задач предложены соответствующие практические рекомендации.

Ил. 1. Табл. 3. Библиогр. 5.

УДК 550.84 : 553

Методика определения уровня сечения рудных тел по их первичным ореолам. Квятковский Е. М. Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1975, с. 112—126.

Полиэлементный состав и зональность оруденения создает возможность использования отношений произведений средних содержаний (продуктивностей) элементов (v_n) для определения уровня сечения рудных тел. На идеализированной модели рудного тела показана возможность существования монотонно изменяющихся показателей зональных (v_n) на всем интервале оруденения. Методика выявления и использования зональности, в общих чертах сходная с методикой С. В. Григоряна, рассматривается на примере оловорудных месторождений Комсомольского района. Даётся критический анализ опробованных в районе других методик (Соловова-Гаранина, Никитина, Никулина-Бакулина, Барсукова-Волосова, мономинеральных фракций) оценки уровня сечения могут быть получены, во-первых, при наличии хорошо разведенных на всю глубину эталонных рудных тел и, во-вторых, при использовании показателей зональности, опирающихся на широкую гамму химических элементов. Сужение круга элементов приводит, как правило, к получению менее устойчивых решений.

Ил. 3. Табл. 2. Библиогр. 30.

УДК 55 : 51

Метод количественного прогнозирования месторождений олова с помощью программы «непараметрическая классификация». Жуков Н. Н., Мшин Л. Т., Серга А. Ю., Тарасенко Н. Я. Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1975, с. 127—138.

Описана программа непараметрической классификации геологических объектов по комплексу признаков и ее применение для прогнозирования месторождений олова в одном из районов Приморья. Приведена схематическая карта результатов распознавания месторождений олова.

Ил. 2. Табл. Библиогр. 5.

УДК 519.2 : 550.84 : 553.499(477.87)

Изучение геохимической зональности рудных полей с помощью функции типа энтропии (на примере Вышковского рудного поля. Закарпатье). А в р и т о в А. К. Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1975, с. 138—144.

Показана возможность и целесообразность изучения геохимической зональности рудного поля (Вышково, Закарпатье) на основе анализа вторичных ореолов, как многокомплексных систем с помощью функции типа энтропии. В «ореольные» системы включены только основные рудообразующие элементы. Выделенные геохимические зоны четко отличаются между собой по величине энтропии и элементному составу. Они хорошо отражают особенности размещения известных рудных проявлений, в связи с чем границы между зонами рассматриваются как границы распространения определенных типов эндогенной минерализации.

Библиогр. 4.

УДК 550 : 681.3.06

Применение методов кибернетики в прикладной геохимии

Горлицкий Б. А., Тепикин В. Е., Финкель Л. С. Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей, 1975, с. 145—150.

В статье рассматриваются состояние, необходимость и перспективы кибернетических методов в прикладных геохимических исследованиях. Комплексное обеспечение исследований кибернетическими средствами предполагает создание фактографической информационно-поисковой системы (ФИПС) и автоматизированных систем обработки данных (АСОД). Вопросы, связанные с созданием таких систем, рассматриваются в рамках реализованной авторами специализированной системы сбора и обработки информации.

СОДЕРЖАНИЕ

Субботин С. И., Толстой М. И., Продайвода Г. Т. Состо- яние и проблемы развития петрофизики кристаллических пород при гео- логических исследованиях	3
Гинзбург А. И., Тимофеев И. Н., Фельдман Л. Г. Фак- торы, контролирующие размещение редкометальных пегматитов на тер- ритории древних платформ	14
Ишевская Э. Г. Геохимические признаки фациальной принад- лежности гранитов коростенского комплекса восточной части Корсунь- Новомиргородского plutона Украинского щита	24
Голынко И. Н., Тихомиров Л. И. Оценка потенциальной ру- доносности интрузивных комплексов и геохимическое районирование на примере п-ва Тайгонос	40
Металиди С. В. Геохимия и рудоносность Сущано-Пержанской текtonической зоны	56
Дворников А. Г., Карасик М. А., Кириклица С. И. О методике прогнозирования и поисков скрытого ртутного оруденения в Донбассе по ореолам ртути в углях	68
Соботович Э. В., Комаристый А. А. Использование изото- пов свинца при решении некоторых геологических задач	77
Панов Б. С. Изотопный состав серы, кислорода и углерода рудной минерализации Донбасса и Приазовья	88
Толстой М. И., Жуков Н. Н. Об опробовании магматических образований при их общей количественной геохимической характери- стике	101
Квятковский Е. М. Методика определения уровня сечения руд- ных тел по их первичным ореолам	112
Жуков Н. Н., Мишин Л. Т., Серга А. Ю., Тарасенко Н. Я. Метод количественного прогнозирования месторождений олова с помо- щью программы «непараметрическая классификация»	127
Аглитов А. К. Изучение геохимической зональности рудных по- лей с помощью функции типа энтропии (на примере Вышковского рудно- го поля, Закарпатье)	139
Горлицкий Б. А., Тепикин В. Е., Финкель Л. С. Приме- нение методов кибернетики в прикладной геохимии	146
Хроника	152
Рефераты	155

CONTENTS

S. I. Subbotin, M. I. Tolstoy, G. T. Prodayvoda. The state and problems of development of crystalline rocks petrophysics by geological investigation	3
A. I. Ginsburg, I. N. Timofeev, L. G. Feldman. The control factors of the rare-metal pegmatites territorial distribution within the old platforms	14
E. G. Ishevskaya. Geochemical evidences of differencies in granite facies of Korostenky Complex in the eastern part of Korsun-Novomirgorodskiy pluton in the Ukrainian Shield	14
I. N. Golynko, L. I. Tikhomirov. The evaluation of potential mineralization of intrusive complexes and geochemical zonation with special reference to Taigonus peninsula	24
S. V. Metallid y. The geochemistry and ore-bearness of Sushchano-Perjanian tectonic zone	40
A. G. Dvornikov, M. A. Karasik, S. I. Kirikilitsa. On the method of prognostication and prospecting of latent mercury mineralisation in the Donbass by mercury dispersion haloes in coals	56
E. W. Sobotovich, A. A. Komaristy. The use lead isotopes in the sefflement of some geologic problems	68
B. S. Panov. Isotopic composition of sulphur, oxygen and carbon ore mineralization of the Donets Basin and Priazovia	77
M. I. Tolstoy, N. N. Zhukov. Über eine auswahl von proben magmatischer bildungen in ihrer allgemeinen qualitativen geochemischen charakteristik	88
E. M. Kvyatkovsky. Methods of determining section level of ore bodies according to their primary haloes	101
N. N. Zhukov, L. T. Mishin, A. Yu. Serga, N. Ya. Tarassenko. The method of the quantitive forecasting of tin deposits by the use of program «Nonparametric Classification»	112
A. K. Avgitov. The study of ore fields geochemical zonality with the help the function feels like entropy (on the example of Vishkovsky ore field, Transkarpatia)	127
B. A. Gorlinsky, V. E. Tepikin, L. S. Finkiel. The applying cybernetics methods in the applied geochemistry	139
Chronicle	146
Papers	152
	155

98 коп.

1324

CONTENTS