



**ВОПРОСЫ
ГЕОХИМИИ,
МИНЕРАЛОГИИ,
ПЕТРОЛОГИИ
И РУДООБРАЗОВАНИЯ**



КИЕВ-1970

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
Институт геохимии и физики минералов
Киевское областное правление
научно-технического общества горного

550.4+549+553.1

943

ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ,
МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОЛОГИИ И РУДООБРАЗОВАНИЯ

/Тезисы докладов
конференции молодых исследователей
ИГФМ АН УССР/

Издательство "Наукова думка"
Киев - 1970



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

акад. АН УССР Н. П. Семеновко /главный редактор/, акад. АН УССР Я. Н. Белевцев,
чл.-кор. АН УССР И. С. Усенко, доктор геол.-
мин. наук Л. Г. Ткачук, канд. геол.- мин.
наук К. Е. Есипчук /отв. секретарь/, канд.
хим. наук С. А. Козак, А. А. Юшин.

Институт геохимии и физики минералов - один из самых молодых в системе Академии наук УССР - вместе со всей страной готовится достойно встретить 100-летие со дня рождения В.И.Ленина. Молодежь института посвящает этой знаменательной дате свою первую научную конференцию, инициатором и организатором которой является Совет молодых исследователей и комсомольская организация.

Настоящий сборник включает тезисы 104 докладов, отобранных оргкомитетом конференции. Большинство из них /69/ представлены молодыми исследователями Института геохимии и физики минералов АН УССР. В конференции участвуют и представители других академических институтов Союза /ИГЕМ'а, Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР, Института геологии и геофизики и Института геохимии СО АН СССР, Геологического института КФ АН СССР, Института геологических наук и Института геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР/, высших учебных заведений, научно-исследовательских и геологоразведочных организаций МГ СССР и союзных республик.

Наибольшее число докладов посвящено рассмотрению особенностей распределения отдельных элементов и их групп в горных породах, поведения их в процессах петрогенезиса, выяснению условий и закономерностей их концентрации. Во многих докладах приводятся интересные петрологические, петрохимические и структурно-геологические данные, позволяющие судить об условиях формирования различных по составу магматических и метаморфических формаций. Важные сведения получены исследователями, занимающи-

мися изучением породообразующих минералов, закономерностей изменения их состава в зависимости от термодинамических условий. В значительной части докладов освещаются результаты изучения структуры и физических свойств минералов. Предлагаются некоторые новые методы и оригинальная аппаратура для исследований минерального вещества. Несколько работ посвящено вопросам литогенеза, гипергенеза и осадочного рудообразования.

Предстоящая конференция является своеобразным смотром научных достижений молодежи института накануне знаменательной даты. Она, несомненно, будет способствовать творческому росту молодых исследователей, расширению и укреплению их научных связей.

Р.Я.Б е л е в ц е в

Р-Т УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД РОДИОНОВСКОГО УЧАСТКА
(Западно-Ингулецкая полоса Украинского щита)

1. Осадочно-метаморфическая толща Родионовского участка включает высокоглиноземистые и слюдястые сланцы, метапесчаники (микрогнейсы), кварциты, силикатные мраморы и карбонатно-силикатные породы. Сланцы и метапесчаники рассечены редкими жилами крупнозернистых пегматоидных гранитов и включают согласные маломощные кварцевые жилки. Явления мигматизации гнейсов наблюдаются редко и преимущественно на западной окраине участка.

2. В восточной части участка бедные СаО сланцы и метапесчаники характеризуются парагенезисами: а) пересыщенные K_2O : кварц+андалузит+мусковит+биотит+плагиоклаз, кварц+мусковит+биотит+микроклин+плагиоклаз, реже кварц+андалузит+мусковит+биотит+гранат+старолит, кварц+мусковит+биотит+гранат; б) с недостатком K_2O : кварц+биотит+плагиоклаз, кварц+биотит+гранат+плагиоклаз, реже кварц+биотит+гранат+плагиоклаз+куммингтонит+роговая обманка. Второстепенные минералы: графит, сульфиды, турмалин, кальцит, апатит, реже циркон, магнетит, хлорит, сидерит. Парагенезисы кремнисто-карбонатных пород ($CaO:MgO > 1$): а) с избытком кремнезема: кварц+диопсид+тремолит+кальцит+флогопит(или тальк)+плагиоклаз+микроклин+доломит; б) с недостатком кремнезема: доломит+флогопит(или тальк)+тремолит+кальцит, реже диопсид+скаполит+тремолит+кальцит+флогопит.

3. Парагенезисы бедных СаО метапесчаников и гнейсов западной части участка: кварц+плагиоклаз+биотит+микроклин+мусковит, реже кварц+плагиоклаз+микроклин+биотит+мусковит+ставролит. Типичный парагенезис основных гнейсов: кварц+салит+лабрадор-битовнит+сфен+роговая обманка+кальцит+клиноцоизит.

4. Температуры гранат-биотитового равновесия (по Л.Л. Перчуку) из кварц-гранат-биотитового сланца $550-600^{\circ}\text{C}$ ($X_{\text{M}}^{\text{Гр}} = 0.08$, $X_{\text{M}}^{\text{Би}} = 0.34$), а из кварц-андезин-биотит-гранатового сланца $550-560^{\circ}$ ($X_{\text{M}}^{\text{Гр}} = 0.13$, $X_{\text{M}}^{\text{Би}} = 0.49$). В высокоглиноземистых сланцах наряду с крупными порфиробластами андалузита часто обнаруживается тонкопризматический силлиманит. При координатах тройной точки $T = 600^{\circ}\text{C}$ и $P = 6$ кбар отсутствие дистена определяет верхний предел по давлению для нашего случая в 6 кбар. Нижний предел составит 3,0-3,5 кбар, характеризующий метаморфизм типа Абукума, для парагенезисов метapelитов которого типичен кордиерит.

5. Учитывая присутствие силлиманита наряду с андалузитом, редкость ставролита, а также наличие моновариантного парагенезиса, характеризующего реакцию разложения ставролита с повышением температуры (ставролит+мусковит+кварц=биотит+альмандиновый гранат+андалузит+ H_2O), условия регионального метаморфизма описываемых пород можно отнести к переходу от ставролит-альмандин-андалузитовой субфации к андалузит (или силлиманит)-альмандин-мусковитовой субфации амфиболовой фации с $T = 600^{\circ}\text{C}$ и $P_{\text{общ.}} = 4-5$ кбар (15-20 км).

6. Парагенезисы карбонатно-кремнистых пород и кварцитов, характеризующие реакцию кварц+тремолит+кальцит = диопсид+ CO_2 + H_2O , дают возможность для вышеприведенных P-T условий метаморфизма определить $P_{\text{H}_2\text{O}}$ примерно в 3 кбар (в случае $P_{\text{общ.}} = P_{\text{CO}_2} + P_{\text{H}_2\text{O}}$), что, вероятно, отвечает давлению воды и при метаморфизме бедных CaO пород.

7. На крайнем западе участка при мигматизации гнейсов возможно увеличение степени метаморфизма в пределах силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации до температур порядка 650°C .

Р.Я. Белевцев, Т.П. Хомяк

О БИОТИТАХ И РОГОВЫХ ОБМАНКАХ
ИЗ ГНЕЙСОВ, АМФИБОЛИТОВ И ГРАНИТОИДОВ ПРИИНГУЛЬЯ

1. Изучены особенности химизма по 40 химическим анали-

зам биотитов и 22 анализам роговых обманок, в том числе имеется II пар анализированных сосуществующих минералов. Биотиты содержатся во всех породах, в то время как роговые обманки присутствуют лишь в богатых СаО основных породах. Из других минералов характерны плагиоклаз и кварц, нередко встречаются эпидот и куммингтонит, а в гранитах микроклин.

2. Биотиты из метаморфических пород среднежелезисты (общая железистость 40-55), причем биотиты из бедных СаО гнейсов богаты глиноземом (содержание молекулы истонит-сидерофиллита 50-90%), а биотиты из амфиболитов малоглиноземисты (10-60). Биотиты из нормальных бедных СаО гранитов высокоглиноземисты (60-90), но более железисты (50-70), чем биотиты из гнейсов; иногда они сосуществуют с гранатом. В плагиогранитах и амфиболитах зеленовато-бурый биотит иногда ассоциирует с железистым эпидотом, магнетитом и голубовато-зеленой роговой обманкой. Эти биотиты среднеглиноземисты (30-60) относительно низкожелезисты (35-50) и, как и сосуществующие с ними роговые обманки, содержат повышенное количество Fe_2O_3 ($F_{Би}^{\circ} = 15-25$, $F_{Рог}^{\circ} = 20-40$), что указывает на окислительные условия их образования. Изученные биотиты по особенностям химизма (содержание TiO_2 , глиноземистость) отвечают амфиболитовой фации. В эпидотсодержащих породах биотиты наиболее низкотемпературны (низкое содержание TiO_2 и малые величины a_{Si}). Температуры гранат-биотитового равновесия (по Л.Л.Перчуку) в гнейсах и гранитах 600-700°C.

3. Роговые обманки из амфиболитов, основных гнейсов и гранитов среднежелезисты (40-65, преимущественно 45-55) и описываются формулой $Акт_{2-3}Гас_{4-5}Чер_{2,5-3,5}$. Значительное отклонение от этой формулы обнаруживает лишь роговая обманка из чарнокита (р. Боковенька): $Акт_{I-I,5}Гас_{6,5-7}Чер_{I,5-2}$, которая сосуществует с биотитом и гиперстеном и соответствует гранулитовой фации. Большинство изученных роговых обманок по кристаллохимическим особенностям попадают в поле амфиболов амфиболитовой фации, а сосуществующие с эпидотом можно отнести к границе с эпидот-амфиболитовой фацией, поскольку по содержанию гастингситовой молекулы последние близки к амфиболов амфиболитовой фации, а по содержанию TiO_2 к эпидот-амфиболитовой (0, I-I, 0 вес.%). Температуры плагиоклаз-амфиболового равновесия (по Л.Л.Перчуку) для изученных роговых обманок 450-650°C, но большая часть равновесий в промежутке 500-600°C.

4. Распределение MnO и TiO_2 между сосуществующими биотитами и роговыми обманками на графике Саксены /1968/ оказывается промежуточным между линиями чарнокитов и эпидотовых амфиболитов. Соотношение общей железистости для интервала 40-62 не обнаруживает экстремума. Отношение $R_{\text{Рог}} : R_{\text{Би}} = 1,0 - 1,1$.

Ассоциация кварца, роговой обманки, куммингтонита и плагиоклаза в амфиболитах свидетельствует об относительно малоглубинных условиях образования этих пород.

5. При гранитизации основных пород увеличивается щелочность, что выражается в появлении в амфиболитах биотита, раскислении плагиоклаза а затем и в появлении микроклина, с чем связано часто исчезновение роговой обманки. В породах бедных CaO увеличение щелочности при гранитизации выражается в росте железистости и уменьшении глиноземистости биотитов. Гранитизация пород Прингулья отвечает нормальной щелочности, а парагенезисы гранитоидов ложатся в поле I на диаграмме Д.С.Коржинского /1957/, т.е. устойчивой является ассоциация биотита с плагиоклазом. На диаграмме А.А.Маракушева /1965/ $Al: Si - (Mg+Fe): Al$ биотиты изученных гранитоидов приходятся на поля I-III до IV, что соответствует низкой и средней щелочности трансмагматических растворов, производящих гранитизацию. Высокая глиноземистость биотита и появление граната указывает на низкую щелочность гранитоидов Кировоград-Бобринецкого массива.

С.С.Быстревская

ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ МЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА
В СОВЕТСКОЙ ЧАСТИ МАРМАРОШСКОГО МАССИВА
ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ.

1. В советской части Мармарошского массива интенсивно проявился начальный офиолитовый магматизм киммерийского (юноальпийского ?) тектоно-магматического цикла, довольно подробно освещенный в литературе (Кутан, 1948; Костяк, 1961, 1962; Ломизе, 1966 и др.). Офиолитовая серия пород представлена двумя магматическими комплек-

сами: гипербазитовым и полифациальным диабаз-порфиритовым.

2. Мнение о принадлежности пород диабаз-порфиритового комплекса к нормальному известково-щелочному ряду ошибочно. Проведенное нами изучение петрохимических особенностей пород комплекса выявило щелочные тенденции в дифференциации исходного базальтового расплава. Последние выражаются в повышенном содержании в части пород калия и в обогащении их несвойственными элементами: ниобием (до 0,01%), цирконием (до 0,1%), иттрием (0,005-0,01%), стронцием (0,1-0,2%).

3. Среди производных киммерийского тектоно-магматического цикла нами впервые изучены и выделены по ряду признаков в самостоятельный комплекс лампрофиры. Минеральный и химический состав лампрофиров, их связь с крупными разрывными тектоническими структурами региона показывают, что лампрофиры происходят из глубинных очагов базальтоидных магм, обогащенных щелочами.

4. Заключительный этап мезозойского магматизма в советской части Мармарошского массива проявился в образовании мелких, в пределах первых десятков метров в поперечнике тел, сложенных взрывными брекчиями с цементом андезитового состава, и в незначительных инъекциях диоритов и диорито-сиенитов. По аналогии со смежным районом Румынского Марамуреша мы относим эти проявления к начальным фазам банатитового магматизма.

5. Таким образом, магматическая деятельность в мезозое советской части Мармарошского массива характеризовалась последовательностью проявления в рамках: основные породы - щелочные базальтоиды - породы среднего состава. Киммерийский тектоно-магматический цикл был незавершенным. Заключительные этапы магматической деятельности проявились лишь в незначительных взрывных явлениях и мелких "инъекциях" диоритов, сиенит-диоритов, в то время как в Румынских Карпатах они выразились в формировании достаточно крупных экструзий и интрузий средних и кислых магм. Производные последних охватывают широкую гамму разновидностей от обычных андезитов и диоритов до гранодиоритов и гранитоидов с повышенной щелочностью.

К ВОПРОСУ О ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЕ
ПИРОКСЕН-ПЛАГИОКЛАЗОВЫХ ГНЕЙСОВ И АМФИБОЛИТОВ
ПРИДНЕСТРОВЬЯ.

1. На основании геолого-петрографических исследований и изучения петрохимических особенностей устанавливается гетерогенность пироксен-плагиоклазовых гнейсов и амфиболитов. Для выяснения петрогенезиса в группе пироксен-плагиоклазовых гнейсов прежде всего важно выделить следующие петрографические разности: а) гиперстеновые гнейсы с биотитом; б) дупироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы с биотитом или роговой обманкой; в) салитовые гнейсы.

2. Гиперстен-плагиоклазовые гнейсы, как правило, ассоциируют с высокоглиноземистыми породами. В подавляющем большинстве случаев они присутствуют в виде небольших ксенолитов в гранато-биотитовых мигматитах и гранитах, причем соседние ксенолиты обычно представлены типичными парагнейсами — биотито-гранатовыми, биотито-гранато-гиперстеновыми и др. В отдельных обнажениях видно непосредственное переслаивание гиперстеновых и глиноземистых гнейсов. В одном из карьеров у с. Полевое найден ксенолит с тонким ритмичным чередованием биотит-гиперстен-плагиоклазовых и гранато-биотитовых гнейсов. Мощность отдельных слоев равна всего лишь 4-5 см. При этом каждый из слоев повторяется минимум три раза. Все эти факты безусловно говорят в пользу первично-осадочного происхождения гиперстеновых гнейсов. Об этом же свидетельствуют такие петрографические признаки, как значительное распространение пятнистых и полосчатых текстур, непостоянство состава, довольно высокие содержания кварца (местами до 15-20%), большие колебания основности плагиоклаза (35-71). Однако при нанесении химических анализов на диаграммы Н.А.Доморацкого, Н.П.Семененко, и А.Симонен некоторая часть точек попадает в поле вулканических пород. Поэтому те образцы гиперстеновых гнейсов, которые не обнаруживают признаков осадочного происхождения и которые на петрографических диаграммах располагаются в по-

ле магматических пород, по-видимому, относится к метавулканитам.

3. Условия залегания двупироксеновых гнейсов в некоторых случаях также указывают на их первично-осадочный генезис. В ряде обнажений по р. Мурафе наблюдается ритмичное переслаивание двупироксеновых гнейсов с графитсодержащими гранато-биотитовыми, биотит-гранат-гиперстеновыми и лептитовыми гнейсами. При этом в одних случаях пироксеновые гнейсы представлены существенно гиперстеновыми разностями с небольшим содержанием клинопироксена (1-3%), в других - салитовыми с единичными зернами гиперстена. Мощность отдельных слоев и прослоев колеблется от 20-40 см до 4-6 метров. Любопытно, что сами двупироксеновые гнейсы нередко содержат графит в количестве до 0,5%. На петрохимических диаграммах двупироксеновые гнейсы занимают двойственное положение и в одних случаях располагаются в поле изверженных пород, в других - в поле осадочных образований.

4. Среди двупироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев по структурно-текстурным признакам довольно четко выделяется группа метагаббро-норитов, обычно в той или иной степени амфиболизированных.

5. Салит-плаггиоклазовые гнейсы являются типичными парagneйсами, на что указывают и условия залегания, и четко выраженная полосчатая текстура, и наличие графита, и положение на петрохимических диаграммах (все анализы расположены далеко за пределами поля изверженных пород).

6. Амфиболиты также включают в себя различные по происхождению породы, а именно: амфиболизированные габбро-нориты, амфиболизированные метавулканиты основного состава и параамфиболиты. Существование ортоамфиболитов очевидно (Усенко, 1958 и др.). Наличие параамфиболитов доказывается тонким ритмичным переслаиванием с явно осадочными магнетит-кварцевыми и магнетит-плаггиоклазовыми породами, очень небольшими размерами линз и прослоев, резкими колебаниями основности плаггиоклаза (34-79), присутствием кварца (5-10%) и другими признаками.

О РАСЧЛЕНЕНИИ ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОД ПРИДНЕСТРОВЬЯ

1. Гранитоидные породы кристаллического фундамента Приднестровья до настоящего времени разделяются по петрографическому признаку на биотито-кордиерито-гранатовые (чудново-бердичевские) граниты, чарнокиты и розовые аплито-пегматоидные граниты. Однако геологические наблюдения, изучение петрохимических особенностей и данные минералогической термометрии показывают, что каждая из петрографических разновидностей гранитоидов включает в себя различные по возрасту и происхождению образования. Исходя из этого предлагается следующая схема расчленения гранитоидных пород Приднестровья.

Синкинематические гранитоиды: а) гранато-биотитовые мигматиты и граниты; б) чарнокиты (эндербиты); в) аплито-пегматоидные граниты; г) биотитовые граниты; д) гранатовые граниты. Позднекинематические граниты: а) гранато-биотитовые граниты; б) чарнокиты; в) аляскитовые граниты; г) гранатосодержащие граниты. Посткинематические граниты: а) аплитовидные; б) порфиробластические; в) микроклиновые.

2. Синкинематические гранитоиды возникли синхронно со складчатостью в процессе гранитизации, мигматизации и реоморфизма пестрой толщи метаморфических пород, причем на разных горизонтах образовались различные по составу гранитоиды, соответствующие определенным свитам первичной эффузивно-осадочной толщи. Гранато-биотитовые мигматиты и граниты сформировались за счет свиты глиноземистых гнейсов, аплито-пегматоидные граниты генетически связаны с лептитам и лептитовыми гнейсами, чарнокиты приурочены к горизонтам пироксен-плаггиоклазовых гнейсов.

3. Позднекинематические граниты развиты в отдельных напряженных участках, где происходило локальное повышение температуры и значительный привнос воды. Существование их в первую очередь доказывается пересечением микроскладчатости в гнейсах жилами гранитов различного состава и наличием в ксенолитах микроскладок, срезающих их контактами. По времени эти граниты следуют за синкинематическими

в течение одного и того же цикла и являются близкими по возрасту. По происхождению они могут быть как палингенными, так и метасоматическими. В зависимости от того, какие исходные породы подвергались изменению, образуются гранато-биотитовые граниты, чарнокиты, аляскиты или гранатосодержащие граниты.

4. Посткинематические граниты отчетливо контролируются разрывными нарушениями посторогенного периода и часто характеризуются секущими взаимоотношениями с вмещающими породами.

5. В синкинематических гранитоидах обычно имеет место натровая специализация, поздние- и посткинематические граниты, наоборот, являются эвтектоидными или калиевыми.

6. Температуры формирования гранитоидов колеблются от 550 до 750°C, давление равно 5-10 кб. Частичное плавление неизбежно и контролируется в основном наличием воды.

7. Выделенные типы гранитоидов, по видимому, присутствуют не только в докембрии Приднестровья, но и в других районах Украинского кристаллического щита.

В.Р.Ветрин, А.Н.Виноградов
Геологический ин-т Кольского филиала
АН СССР

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В АКЦЕССОРНОМ МАГНЕТИТЕ ГРАНИТОВ КАК ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

I. Благодаря значительному содержанию в породах, легкости извлечения и особенностям кристаллической структуры, допускающей вхождение многих элементов-примесей, магнетит является благоприятным объектом для геохимических исследований. Нами изучалось содержание Cu , Co , Ni , Cr , Ti , V , Mg , Mn в магнетите из гранитоидных формаций Кольского полуострова. Полученные результаты позволяют установить, что наблюдается значительное различие в содержании элементов-примесей в магнетите из гранитоид-

дов различного состава и времени образования (табл.)

Формация (по Батиевой и Белькову, 1968)	Кол-во анализов	Cu	Ni п.10 ⁻³	Co вес. %	Cr	V
Порфириовидных гранитов	II	2,5	3,8	2,2	23	130
Лейкократовых гранитов и аляскитов	I2	1,1	1,7	-	1,3	31
Щелочных гранитов-сиенитов	7	1,1	-	-	0,3	5,6
Микроклиновых порфи-робластических гранитов	7	1,3	4,3	3	7,3	79
Анатектит-гранитов и мигматит-гранитов	24	1,7	3,4	2,7	8,7	94
1) группа мигматитов и неперемещенных анатектитов	I7	1,7	4,1	3,0	10	108
2) группа магматических аплитовидных гранитов	7	1,9	1,7	2,0	4,8	60
Габбро-диорит-плагиогранитов	3	4	7	5	22	80
Гранодиоритов-тоналитов-плагиогранитов	I6	1,8	6,7	4	12	123
Среднее содержание	80	1,7	3,6	2,3	9,7	84

2. Состав примесей в магнетите зависит от способа образования минерала и кислотно-щелочных свойств среды минералообразования. С увеличением щелочности пород в магнетите возрастает роль более щелочных элементов. В гранитоидах магматического генезиса эта тенденция проявляется значительно отчетливее, чем в ряду анатектит-гранитов и мигматитов, что позволяет использовать соотношение между элементами-примесями, наиболее контрастными по щелочным свойствам (Cu и Co), в качестве дополнительного индикатора

происхождения гранитоидов, близких по кислотности-щелочности. По содержанию Mg и Ti хорошо различаются магнетиты магматического и метасоматического генезиса. В магнетите из пород единого ряда магматических дифференциатов наблюдается четкая зависимость увеличения содержания Mg при увеличении содержания Ti . Пределом содержания магния в магнетите из пород анхизевтектического гранитного состава является, по-видимому, величина 0,4 - 0,5 вес.% MgO .

Магнетит метасоматического генезиса характеризуется низким содержанием Ti и повышенным - Mg . Последнее обусловлено скорее всего наличием в магнетите мельчайших включений реликтовых зерен биотита и амфибола. Содержание Mn в магнетите магматического и метасоматического генезиса примерно одинаково, и не зависит от температуры формирования минерала.

3. Работами Д.С.Штейнберга и др. (1961, 1964, 1968) установлено, что граниты плутонических и вулканических серий Урала отчетливо различаются по содержанию в них магнетита и по содержанию в этом минерале Ti и V . Для гранитов Балтийского щита этот критерий неприменим. По имеющимся данным, вариации содержания Ti и V в магнетите даже в породах одного формационного типа перебивают предполагаемые граничные концентрации, разделяющие вулканические и плутонические гранитоиды (по Штейнбергу и др.). Содержание магнетита в магматических гранитах определяется, по-видимому, парциальным давлением кислорода в расплаве в период кристаллизации и не зависит от генезиса расплава. Содержание V , Ti , Cr , Mg , в магнетите определяется рядом факторов: температурой кристаллизации магнетита, окислительно-восстановительным потенциалом и щелочностью среды, насыщенностью магмы водой.

СТАДИИ ОКВАРЦЕВАНИЯ
В ПЕГМАТИТАХ ЗАНОРЫШЕВОГО ТИПА УКРАИНЫ

1. Данные термобарометрии и парагенетический минеральный анализ указывают на то, что метасоматическое кварцобразование за счет ранее выделившихся парагенетических зон пегматита происходит периодически как в доинверсионную (выше 573°C , точка инверсии кварца), так и в послеинверсионную стадии развития пегматита. Оно связывается с периодами повышенной кислотности. Приуроченность метасоматического кварцобразования к кислотным периодам обусловлена неустойчивостью основного породообразующего минерала пегматитов — микроклина. Кварц может образовывать по микроклину мономинеральные псевдоморфозы, а также составлять часть вновь образованного реакционного парагенезиса (со слюдой, топазом, флюоритом).

2. В периоды действия щелочных растворов, разделяющие кислотные периоды, реакционное развитие кварцевых индивидов и агрегатов уступает место процессам перекристаллизации и переотложения под воздействием градиента концентраций насыщения SiO_2 , вызываемого перепадом P и T в системе пегматита.

3. Возникающие в результате окварцевания агрегаты являются зачастую продуктом как метасоматоза, так и переотложения. Увеличение содержания кварца в исходном объеме породы может осуществляться и за счет кремнекислоты замещаемого минерала, и за счет привноса ее в процессе переотложения. Эти процессы могут быть разъединены во времени или же проходить одновременно, но суммарное их действие может быть объединено термином — наложенное кварцобразование.

4. К доинверсионным образованиям наложенного кварца относятся зоны окварцевания под занорышами пегматитов и зоны апографических структур, развивающиеся по исходным графическим, пегматидным и мономинеральным полевошпатовым породам. Доинверсионная природа кварца в этих случаях устанавли-

дивается по типичным для высокотемпературных кварцев "сотовым" залеченным трещинам. Этот период характеризуется пониженной кислотностью растворов (I кислотный период), которая обуславливает наряду с окварцеванием альбитизацию микроклина. В начале послейверсионной стадии развития пегматита щелочность растворов повышается (I щелочной период) и из них формируются наиболее совершенные кристаллы мориона в занорышах, а зоны наложенного окварцевания продолжают развиваться за счет поступления кварцевого материала из зон выщелачивания под влиянием градиантов температуры и давления. Деятельность щелочных растворов сменяется снова деятельностью кислых, обогащенных фтором (II кислотный период), которые вызывают процессы грейзенизации, образования решетчатых кварцевых псевдоморфов по микроклину. Богатые фтором растворы (на некоторых телах они, правда, не проявились) сменяются растворами с повышенным содержанием углекислоты. Последние обладают несколько более высокой щелочностью (II щелочной период), но достаточно агрессивны по отношению к микроклину и вызывают в некоторых случаях монокристалльное замещение его поздним горным хрусталем.

5. Установлена обратная зависимость между интенсивностью окварцевания (особенно поспайного замещения), связанного с первым кислотным периодом, и качеством кристаллов кварца в занорышах. Приведенные выводы сделаны на основании изучения включений в минералах пегматитов.

Е.Н.Г о л у б

О ЧАРНОКИТАХ НОВОУКРАИНСКОГО МАССИВА

1. В состав Новоукраинского гранитного массива входят породы, известные в литературе под названием монцититов и кварцевых монцититов (Безбородько, 1935), гибридных пироксенсодержащих образований (Половинкина, 1955; Козловская, 1966), чарнокитов (Магидович, 1964). Проведенные детальные геологические и петрохимические исследования



показывают, что самым целесообразным является сохранение за породами термина чарнокит или гиперстеновый гранит в том смысле, в каком он был предложен Холландом.

2. Чарнокиты Новоукраинского массива образуют вытянутые тела незначительных размеров, согласно залегающие с вмещающими породами и содержащие редкие скиалиты гнейсов.

3. По внешнему виду породы темно-серого цвета от средне- до крупнозернистых, часто порфиробластические. Минеральный парагенезис ортопироксен(зулит)-плагноклаз-калишпат-гранат является типично чарнокитовым. Присутствие в породах граната, как отмечалось Хауи (1955) и Маракушевым (1968), может служить признаком их метаморфического происхождения.

4. Химический состав исследуемых пород позволяет считать их типичными представителями кислых калиевых чарнокитов или гиперстеновых гранитов серии Холланда, впоследствии определенных Субраманиаmom как чарнокиты *sensu stricto*. Чарнокиты Новоукраинского массива существенно отличаются от Побужских, являющихся в основном эндербитами, т.е. преимущественно натриевыми образованиями с очень незначительным количеством антипертитового калишпата. Особенности химизма описываемых пород является их высокая железистость (F колеблется в пределах от 71% до 80%), а также значительные содержания кремнезема и щелочей. Резкое преобладание закисного железа над окисным свидетельствует о низком парциальном давлении кислорода при кристаллизации.

5. В зависимости от химического состава и от содержания порообразующих минералов среди чарнокитовых пород района выделяется ряд от более основных зулитовых диоритов и плагногранитов с содержанием SiO_2 57,5%-63,0% до более кислых - зулитовых сиенитов и зулитовых гранитов (SiO_2 - до 71,6%). Намечается также переход в типичные биотитовые граниты, лишённые ортопироксена (SiO_2 до 73%).

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ
ВУЛКАНИЧЕСКОГО МАССИВА СИНЯК
(ЗАКАРПАТЬЕ)

1. Вулканический массив Синяк находится в пределах зоны плиоценового вулканизма, которая трассирует положение Закарпатского глубинного разлома и носит название Выгорлат-Гутинской вулканической гряды.

2. Вулканический массив Синяк сформирован в результате эволюции крупного полигенного вулкана и связанных с ним более мелких аппаратов.

3. В истории развития вулкана Синяк различаются два периода - докальдерный и посткальдерный, которые охватывают три фазы извержений.

4. Общими характерными чертами химизма вулканогенных пород массива является: а) сильная пересыщенность пород кремнеземом (параметр Q в лавах андезито-базальтового состава достигает 20, в андезито-дацитах и дацитах 30-40; б) обычный избыток алюминия (параметр α' принимает значения от 9 до 60).

5. Докальдерный период (первая фаза) характеризуется гомодромной последовательностью извержений (повышение кислотности к концу фазы), посткальдерный (вторая и третья фазы) - антидромной.

6. Начало извержений второй фазы, непосредственно следующей за кальдерообразованием, знаменуется экстрюзией липарито-дацитово-лав, отличительной чертой которой является резкая недосыщенность щелочами (анортитовое число Д.С.Штейнберга в среднем составляет 38,7).

7. Линия дифференциации лав второй фазы на диаграмме А.Н.Заварицкого ложится левее и круче линии магматических серий Пеле и Лассен-Пик, которым отвечают породы первой и третьей фаз.

8. Характер смены химизма изверженных пород в ходе развития вулкана и имеющиеся аналогии в областях современного вулканизма дают основание относить вулкан Синяк

к аппаратам "корового" типа, развитию которых предшествует интрузия магмы в толще коры.

9. Следствием дифференциации магмы в периферических очагах следует считать широко проявившиеся в финале второй фазы процессы приповерхностного газовой-гидротермального метасоматоза с повышенными концентрациями бора, фтора, теллура, висмута и олова.

Ю.Р.Д а н и л о в и ч

НАЧАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ МЕЗОЗОЙСКИХ (ТРИАС-ЮРА) ОСАДОЧНЫХ ПОРОД РАХОВСКОГО МАССИВА

1. Мезозойские (триас-юра) осадочные породы не пользуются на Раховском массиве широким развитием и обнажаются в отдельных изолированных участках. Тем не менее, они представляют несомненный геологический интерес, потому что в отдельных местах преобразованы до типичных метаморфических сланцев.

2. Триас-юрский осадочный комплекс представлен породами обломочными (конгломератами, конгломерато-брекчиями, гравелитами, песчаниками и алевролитами), глинистыми (аргиллитами), карбонатными (известняками и доломитами), кремнистыми (яшмами и кремнистыми сланцами); в юре отмечены породы пирокластические - туфы и туффиты и основные изверженные - диабазы и диабазовые порфириты и их туфы. Метаморфические породы представлены хлоритовыми, серицит-хлоритовыми и серицитовыми сланцами и метаморфизованными известняками.

3. Сланцы хлоритовые, серицит-хлоритовые и серицитовые (триасового возраста) обнажены на гг. Соимул и Кобыла и (юрского возраста) в пот. Довгорунь. Это породы с мелко- или среднезернистой лепидогранобластовой структурой и сланцеватой или плейчато-сланцеватой текстурой. Состав: кварц, альбит или олигоклаз-альбит, микроклин(?), хлорит, серицит, встречаются эпидот, апатит, циркон, турмалин, рутил и кальцит. Мраморизованные известняки (юрского возраста) описаны по пот. Довгорунь. Они имеют среднезернистую, гранобластовую, изодиаметрическую

или гетеробластовую структуры. Состав исчерпывается кальцитом и присутствующими кварцем, альбитом (и олигоклаз-альбитом) и серицитом.

4. Для серицит-хлоритовых сланцев можно выделить парагенетическую минеральную ассоциацию альбит+хлорит+серицит+эпидот, которая соответствует фации зеленых сланцев; этой фации соответствует минеральная ассоциация мраморизованных известняков: кальцит+альбит+серицит. Отсюда, видно, что при метаморфизме триас-юрских пород термодинамические условия начального метаморфизма были достигнуты.

5. Кристаллический комплекс пород Раховского массива испытал двойной разобщенный во времени метаморфизм: прогрессивный региональный метаморфизм и регрессивный метаморфизм. Парагенетические минеральные ассоциации регрессивного этапа метаморфизма кристаллических сланцев сходны с минеральными ассоциациями прогрессивно метаморфизованных мезозойских осадочных пород и между ними можно проводить широкую аналогию. Кристаллические сланцы были в достаточной степени высушены во время прогрессивного регионального метаморфизма, поэтому необходимое количество воды для регрессивных минеральных преобразований было позаимствовано из молодых мезозойских (триас-юра) осадочных пород, которые в это время подверглись прогрессивному метаморфизму.

Возраст регрессивного метаморфизма кристаллического комплекса определен как герцинский (240-260 млн.лет).

К.Е.Е с и п ч у к

О СООТНОШЕНИИ ЖЕЛЕЗИСТОСТИ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ЗАПАДНОГО ПРИАЗОВЬЯ

I. Составы сосуществующих минералов определенным образом связаны между собой в отношении содержания изоморфных компонентов и при изменении термодинамических условий меняются сопряженно. Рассмотрение распределения магния и железа между пироксенами и амфиболами в

метаморфических породах Западного Приазовья (основные кристаллические сланцы, пироксенсодержащие гнейсы и чарнокиты, железисто-кремнистые породы) позволяет сделать определенные выводы о температурных условиях их метаморфизма.

2. Использован метод построения корреляционных диаграмм сопряженного изменения железистости сосуществующих пар минералов. Железистость определялась по данным химического анализа, а также по оптическим данным (кроме оригинальных использованы опубликованные анализы Т.Г.Хмарук и Г.Л.Кравченко).

3. В паре ромбический - моноклинный пироксены (10 химически проанализированных ассоциаций и 25 - изученных оптически) железистость первого всегда выше. В рассматриваемых минеральных ассоциациях Западного Приазовья разница в железистости этих минералов несколько больше, чем для высокотемпературных ассоциаций гранулитовой фации (Маракушев, 1965). Коэффициент распределения железа и магния между сосуществующими пироксенами изменяется в пределах 1,72-2,00, что, по данным Кретца (1963) и Хауи (1967), соответствует температурам метаморфизма 700-800°C.

4. В равновесной паре ортопироксен-роговая обманка (9 химически проанализированных и 14 пар минералов, железистость которых определена по оптическим данным) установлен инверсионный характер соотношения железистости; инверсионная точка расположена в интервале железистости 55-60%. В более магниальных ассоциациях железистость ортопироксена выше, чем железистость роговой обманки, а в высокожелезистых наблюдается обратное соотношение. Положение инверсионной точки на соответствующей диаграмме Л.Л.Перчука отвечает температуре 700°C.

5. Получены новые данные о соотношении железистости в паре клинопироксен-роговая обманка (8 ассоциаций проанализированы химически, а 20 изучены оптически). В умеренно- и высокожелезистых парагенезисах роговая обманка всегда обладает более высокой железистостью; однако в области магниальных составов разница в их железистости

довольно резко уменьшается и в интервале $f = 15-20\%$ намечается инверсионная точка, которой должно соответствовать экстремальное равновесие. Аналогичное соотношение железистости наблюдается в паре клинопироксен-биотит, где инверсионная точка расположена в интервале железистости 20-25%. Положение обеих корреляционных линий на диаграммах-геотермометрах Л.Л.Перчука соответствуют изотермам 700-750°C.

6. Данные по распределению магния и железа между существующими минералами метаморфических пород Западного Приазовья свидетельствуют о том, что региональный метаморфизм этих пород протекал в условиях, соответствующих нижней температурной границе гранулитовой фации.

7. В высокожелезистых минеральных ассоциациях (железисто-силикатные сланцы) Западного Приазовья встречается парагенезис граната с клинопироксеном. Коэффициент распределения магния и железа между этими минералами, величина которого зависит главным образом от давления (Перчук, 1967), не поднимается выше 0,15, что является признаком сравнительно низких давлений (до 5 кбар). Об условиях умеренной глубинности свидетельствует также отсутствие граната в породах чарнокитовой серии этого района.

В.К.К а р ж а в и н
Геологический ин-т Кольского филиала АН
СССР

ЗАВИСИМОСТЬ СУЩЕСТВОВАНИЯ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ
ОТ ПАРЦИАЛЬНОГО ДАВЛЕНИЯ КИСЛОРОДА
МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩЕЙ СРЕДЫ

I. Считается общепринятым, что интенсивное окисление щелочных пород в магматическом расплаве вызывает значительное понижение парциального давления кислорода в окружающей среде за счет связывания легкоподвижных переносчиков кислорода - воды и углекислоты. Синтез углеводородов при этих условиях на значительных глубинах возможен и вероятность

их образования тем выше, чем ниже парциальное давление кислорода. Этим объясняется существование углеводородов в щелочных и их отсутствие в кислых породах.

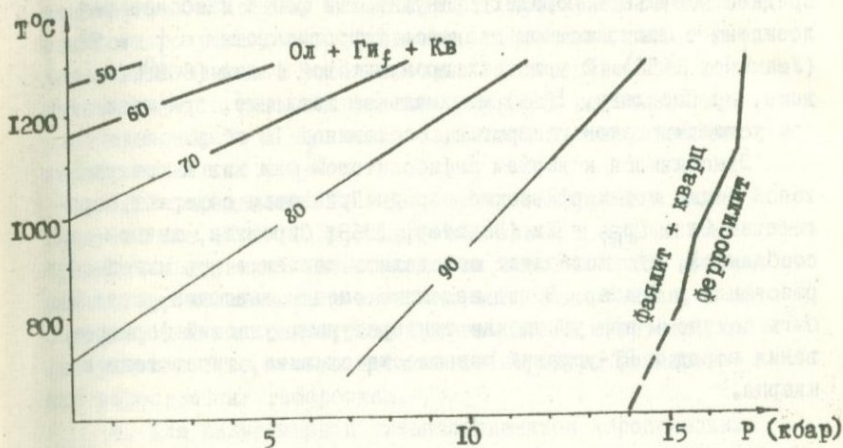
2. На существование в системе углеводородов влияет кислород среды. При незначительной концентрации кислорода возможно образование молекулы углеводородного соединения более энергоемкой, чем исходная. Рассмотрено влияние восстановительной обстановки и степени гидролиза на существование углеводородов. Путем расчета химических уравнений для широкого интервала значений P_{O_2} от 10^{-15} до 10^{-25} атм., что характеризует переход от кислых к щелочным породам, найдены величины парциальных давлений водорода и метана. Расчеты произведены с учетом летучести каждого газообразного компонента при заданных значениях P и T ($P_{H_2O} = 500-2000$ атм., $T = 600-1100^\circ K$). Исходя из полученных расчетных данных можно полагать, что то соотношение метана и водорода, которое характерно для Хибинских щелочных пород, будет соответствовать условиям $T = 900 - 1000^\circ K$, $P = 1000-2000$ атм.

В.А.К у р е п и н

ОБ УСЛОВИЯХ РАВНОВЕСИЯ ОЛИВИНА, ГИПЕРСТЕНА И КВАРЦА

1. При нормальном давлении ферросилит неустойчив и предельным членом ряда $MgSiO_3 - FeSiO_3$ является гиперстен, равновесный с оливином и кремнеземом. Железистость этого гиперстена увеличивается при понижении температуры и увеличении давления. Для определения PT -условий равновесия гиперстена определенной железистости с оливином и кремнеземом (рис.) применено уравнение Олсена и Мюллера (1966). При расчете использованы PT -условия равновесия $\text{фаялит} + \text{кварц} = \text{ферросилит}$ (Lindsley, 1965), объемный эффект реакции $\text{фаялит} + \text{кварц} = \text{ферросилит}$ ($+ 1.3 \text{ см}^3/\text{моль}$) и реакции $\text{форстерит} + \text{ферросилит} = \text{фаялит} + \text{энстатит}$ ($-0.3 \text{ см}^3/\text{моль}$), коэффициенты распределения Fe и Mg между оливином и гиперстеном, определенные по экспериментальным данным, относящимся к

Условия равновесия Ол + Гн_f + Кв



температурам 1100 - 1300°C (Bowen and Schairer, 1935; Nafziger and Muan, 1967). Результаты расчета экстраполированы в область более низких температур.

2. Характерной особенностью равновесий Ол + Гн + Кв является увеличение отношения $(\partial T / \partial P)$ при увеличении железистости гиперстена и быстрое изменение предельного состава пироксена ряда $MgSiO_3 - FeSiO_3$ при изменении T в условиях высоких температур и низких и средних давлений.

3. Равновесия железистого пироксена с оливином и кварцем, для которых характерны высокие значения $(\partial T / \partial P)$, могут быть использованы в геобарометрии. Если известны температурные условия образования породы, состав железистого пироксена позволяет определить давление, если вместе с пироксеном присутствуют оливин и кварц, или минимальный предел давлений, выше которого происходило образование породы.

4. Используем расчетные данные для определения условий образования горных пород Ущ. В районе с. Завалья на Среднем Побужье в породах гранулитовой фации наиболее железистым ортопироксеном является феррогиперстен с $f = 92$ (Ушакова, 1958). В условиях гранулитовой фации (800°C и выше, по Соболеву, 1966) минимальное давление, при котором устойчив такой гиперстен, составляет 10 кбар.

Относящиеся к верхам амфиболитовой или низам гранулитовой фаций метаморфические породы Приазовья содержат парагенезис $Од + Ги_{87} + Кв$ (Вальтер, 1969; Сироштан, личное сообщение), что позволяет определить давление при их образовании в 7 кбар. Более надежные оценки давлений могут быть получены при уточнении температурных условий формирования пород и РТ-условий равновесия оливина, гиперстена и кварца.

В.А.К у р е п и н

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОМПОНЕНТОВ МЕЖДУ МИНЕРАЛАМИ ГАББРОИДОВ КОРОСТЕНСКОГО ПЛУТОНА

1. Габброидная интрузия Коростенского плутона сложена габбро-норитами, лабрадоритами и габбро-монцонитами. Основными минералами пород являются плагиоклаз, оливин, гиперстен и клинопироксен; рудные: ильменит, пирротин, титаномagnetит. Оливин представлен гортонолитом с железистостью 50 - 60 в габбро-норитах и лабрадоритах и до 80 - 90 в габбро-монцонитах. Гиперстен содержит вросстки клинопироксена, а клинопироксен - вросстки гиперстена, которые возникли в результате распада высокотемпературных пироксенов при охлаждении. Железистость гиперстенов увеличивается при переходе от габбро-норитов и лабрадоритов к габбро-монцонитам, изменяясь от 45 до 65.

2. Коэффициент распределения Fe и Mg между оливином и гиперстеном K_p изменяется от 1.4 и до 2.3 в парагенезисах с наибольшей железистостью минералов. Экспериментально доказано (Larimer, 1968; Medaris, 1969),

что распределение Fe и Mg между оливином и гиперстеном в интервале температур 700–1300°C почти не зависит от температуры и поэтому может служить критерием термодинамического равновесия. Сравнение природного распределения компонентов с установленным экспериментально свидетельствует о равновесном или близком к равновесному распределении Fe и Mg между оливинами и гиперстенами коростенских габброидов.

3. Распределение Fe и Mg между гиперстеном и клинопироксеном ($K_r = 1.34$) такое же, как и в других габброидных интрузиях. Клинопироксены имеют высокое содержание ферросилитового и энстатитового компонентов, даже большее, чем клинопироксены Скергаардской интрузии, и это указывает на весьма высокие температуры формирования коростенских габброидов.

4. Для ильменитов и титаномagnetитов коростенских габброидов характерен избыток TiO_2 по сравнению с составом рядов $Fe_2O_3 - FeTiO_3$ и $Fe_3O_4 - Fe_2TiO_4$. В ильменитах присутствует гематит и рутил (Ивантишин, 1955), а титаномagnetиты содержат ильменитовые вроски. Так как твердые растворы гематит-ильменитового и magnetит-ульвошпинелевого рядов даже при 1300°C близки к составам $Fe_2O_3 - FeTiO_3$ и $Fe_3O_4 - Fe_2TiO_4$ (Taylor, 1964), то образование вторичных минералов и появление избыточного TiO_2 следует связывать с процессами окисления ильменита и титаномagnetита, а не с процессами распада твердых растворов.

5. Ильменит содержит 3–5 мол.% гематитового, а титано-magnetит – около 33 мол.% ульвошпинелевого компонента. В системе $FeO - Fe_2O_3 - TiO_2$ такой парагенезис устойчив при температуре 700°C и парциальном давлении кислорода $P_{O_2} = 10^{-18}$ атм (Линдсли, 1969). Из-за присутствия MgO в ильмените и титаномagnetите равновесное парциальное давление кислорода превышает указанное значение (Fudali, 1967). Умеренная температура, на которую указывает ильменит-титаномagnetитовый термометр, находится в противоречии с высокотемпературным характером клинопироксена. Возможно, общий состав клинопироксена отражает

температуру выделения его из магмы, а составы ильменита и титаномагнетита — температуру более позднего термодинамического равновесия.

В.А.К у т о л и н

Институт геологии и геофизики СО
АН СССР

К ВОПРОСУ О СОСТАВЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В СВЯЗИ С ИЗУЧЕНИЕМ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В БАЗАЛЬТАХ

1. Среди ультраосновных включений в базальтах, кроме шпинелевых лерцолитов, обычно присутствуют вебстериты, которые образуют с лерцолитами единую генетическую группу. Между этими группами пород существуют постепенные переходы в минеральном составе, клинопироксен и шпинель в них обогащены хромом. Многие факты свидетельствуют, что лерцолиты не представляют собой аккумулятивные образования, но являются ксенолитами вещества верхней мантии, а, следовательно, являются таковыми и связанные с ними включения пироксенитов.

2. В процессе транспортировки на поверхность ультраосновные нодулы подвергаются сильной коррозии базальтовым расплавом, причем наименее устойчивыми к этому корродирующему воздействию оказываются пироксены и шпинель, тогда как оливин является значительно более устойчивым. Вследствие этого пироксениты имеют меньше шансов уцелеть и попасть в руки исследователей, чем дуниты и перидотиты. Поэтому весьма вероятно, что в пределах верхней мантии, наряду с шпинелевыми и гранатовыми лерцолитами, может присутствовать значительное количество пироксенитов, которые сравнительно редко наблюдаются среди ультраосновных включений лишь потому, что успевают дезинтегрироваться во время транспортировки на поверхность.

3. Пироксениты содержат больше кремнезема, глинозема, кальция, титана и щелочей, но меньше магния, чем лерцолиты. Таким образом, если допустить достаточно ши-

рокое распространение пироксенитов в верхней мантии, придется признать, что существующие оценки ее состава являются сильно заниженными для содержаний кремнезема, глинозема, кальция, титана и щелочей и завышенными для содержания магния. Как известно, наибольшим признанием в настоящее время пользуется "пиролитовая" модель Рингвуда, который считает, что средний состав мантии отвечает смеси из трех частей перидотита и одной части базальта. В связи с изложенным выше нам представляется, что доля базальтового состава в модели верхней мантии должна быть сильно увеличена по сравнению с оценкой Рингвуда.

4. Изложенное предположение о наличии в пределах верхней мантии значительного количества пироксенитов снимает ряд трудностей в интерпретации существующих фактов. Так, если считать верхнюю мантию состоящей исключительно из перидотитов, придется признать ее значительную однородность, даже учитывая возможные вариации в минеральном составе в зависимости от температуры и давления. Между тем геофизические данные свидетельствуют о наличии в верхней мантии значительных неоднородностей, которые легко объяснить, если принять, что верхняя мантия состоит из сложного чередования разнообразных перидотитов и пироксенитов, которые как переслаиваются друг с другом, так и сменяют друг друга в горизонтальном направлении.

5. Критический обзор современных экспериментальных исследований показал, что при частичном плавлении вещества, имеющего состав среднего гранатового дерцолита или "пиролита" по Рингвуду, будет образовываться раплав не базальтового, а пикритового состава, что привело к необходимости считать эту пикритовую магму родоначальной для базальтов. Однако горные породы — продукты кристаллизации такой магмы не были описаны ни в одной области базальтового вулканизма, что ставит под сомнение ее существование. В то-же время, как показали Йодер и Тилли, базальтовая магма может возникнуть при плавлении пироксенитов.

Вещественный состав, внутренняя структура и возраст
Умбского гранитоидного комплекса (Кольский п-ов)

1. Структурное положение Умбского гранитоидного комплекса определяется его приуроченностью к зоне разломов северо-западного простирания, расположенной в осевой части Беломорской протогеосинклинали. Формирование комплекса происходило в условиях затухания раннекарельской складчатости и перехода к глыбовой тектонике среднего протерозоя, что согласуется с полученными данными радиологического возраста - 1950 млн. лет.

2. Геологическая история формирования комплекса представлена тремя этапами плутонизма, в каждом из которых выделяются интрузивные фазы. Первый этап: а) порфировидные граниты (микроклиновые граниты типа Кузреки), б) порфировидные гранодиориты, в) кварцевые диориты типа выборгита, г) гиперстеновые кварцевые диориты, д) метабазиты. Второй этап:

а) порфировидные граниты, б) порфировидные гранодиориты, в) кварцевые диориты типа выборгита, г) гиперстеновые кварцевые диориты. Третий этап: а) порфировидные граниты, б) среднезернистые гранодиориты, граниты, аплиты и ассоциирующие с ними пегматиты и кварцевые жилы.

3. Породы первого этапа плутонизма слагают кольцевые (1-4 фазы), а также конические (3-4 фазы) интрузии, группирующиеся вокруг центров, расположенных в западной части массива. Мощности интрузивных тел уменьшаются от первой фазы к четвертой и составляют от 9 до 2 км. Метабазиты 5-й фазы представлены рассланцеванными дайками. Породы второго этапа слагают кольцевые и конические интрузии, группирующиеся вокруг центра, расположенного в северной части массива. Мощности интрузивных тел уменьшаются от первой фазы к четвертой и составляют от 5 до 1,5 км. Интрузии третьего этапа группируются вокруг центра, расположенного в восточной части массива.

4. Умбский гранитоидный комплекс является полицентральной интрузивным образованием, сформированным в результате многократного внедрения магмы по системе кольцевых и конических

ких разломов. Особенности вещественного состава, внутреннего строения и механизма формирования позволяют отнести его к формации рапакиви.

В.М. Макагон
Институт геохимии СО АН СССР

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ГРАНИТОВИДНЫХ ПЕГМАТИТОВ МАМСКОГО СЛЮДОНОСНОГО РАЙОНА

1. В Мамском районе широко распространены крупнозернистые породы гранитного состава, слагающие значительные по размерам тела. Эти породы, называемые автором гранитовидными пегматитами ("гранит-пегматиты" по П.Н.Сучкову), некоторые исследователи считают материнскими для жильных пегматитовых тел.

2. Гранитовидные пегматиты являются гетерогенными образованиями. Среди них выделены: а) метаморфические и б) магматические пегматиты. Метаморфические пегматиты залегают в виде согласных тел в гнейсах и кристаллических сланцах; контакты их с вмещающими породами постепенные или резкие, с сегрегацией биотита в экзоконтактной зоне. Магматические пегматиты встречаются как в гнейсах и сланцах, так и в мраморах; они пересекают как метаморфические породы, так и пегматиты метаморфического происхождения, и имеют резкие контакты с вмещающими породами.

3. Минеральный состав и физические свойства минералов метаморфических пегматитов определяется вмещающими метаморфическими породами. Магматические гранитовидные пегматиты отличаются наличием в них калиевого полевого шпата, представленного ортоклазом или микроклином.

4. Метаморфические пегматиты соответствуют по химическому составу кварц-плагиоклазовой эвтектике. Магматические пегматиты имеют химический состав, близкий к составу тройного минимума в системе альбит-ортоклаз-кварц.

5. Формирование метаморфических гранитовидных пегматитов происходило путем метаморфической дифференциации гнейсов и сланцев мамской подсерии в условиях амфиболитовой

фации метаморфизма при температурах 500–650° и давлении, превышающем 5–7 кбар. Температуры определены по биотит–гранатовому геотермометру (Перчук, 1967), давление – по жидким включениям углекислоты в минералах.

6. Магматические гранитовидные пегматиты сформировались из расплава, имеющего, вероятно, палингенное происхождение. Образование их происходило при температурах 650–700° и давлениях 6–8 кбар.

7. Метаморфические гранитовидные пегматиты характеризуются низкими содержаниями Li, Rb, Tl, Pb, Zn, Ce, La, Nd и Y. Магматические пегматиты отличаются от метаморфических гораздо более высокими содержаниями Rb, Ba, Pb, Tl.

8. Содержания редких элементов и их отношения в ортоклазовых и микроклиновых магматических гранитовидных пегматитах указывают на наличие магматической дифференциации в процессе формирования магматических гранитовидных пегматитов. Микроклиновые пегматиты обогащены Li, Be, Pb, Tl, лантаноидами и обеднены Ba и Sr по сравнению с ортоклазовыми пегматитами.

Э.Г. Маловичко

ПЕТРОХИМИЯ И МЕТАМОРФИЗМ

ПОРОД ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТОГО РЯДА РАЙОНА ВЕРХОВЦЕВСКИХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

1. Железисто-кремнистые образования, представляющие собой коллоидально-хемогенные отложения, образующиеся в областях подводного геосинклинального вулканизма, занимают значительное место среди пород метаморфического комплекса Верховцевских магнитных аномалий.

2. По петрохимической классификации Н.П.Семеновко в зависимости от кислородного коэффициента $O = \frac{Fe_2O_3}{FeO}$ выделяются: а) рудные закисно-окисные железо-кремнистые породы ($O = 0,52 - 9,1$); б) малорудные окисно-закисные железо-кремнистые породы ($O = 0,3 - 0,52$); в) нерудные закисные железисто-кремнистые породы ($O = 0,05 - 0,3$). Ведущим коэффициентом этого ряда пород является F, который изменяется в пределах от 62,2 до 88,4, а общий ферро-магнезиальный коэффициент FM – от 84,1 до 96,7. Все остальные компоненты содержатся в подчиненных количествах. Коэффициент глиноземистости A составляет 0 – 14,5, магнезиальности M – 3,4 – 19,6, известковис-

тости С - I,2 - I4,5.

3. Парагенетические ассоциации минералов железисто-кремнистых пород при переходах от одних ступеней метаморфизма в другие зависят от многих условий, главными из которых являются: окислительно-восстановительный потенциал E_h , степень окисления железа в исходных продуктах и режим кислорода в последующих процессах метаморфизма.

4. При условии наличия в исходных продуктах железа в виде Fe_2O_3 и постоянства окислительной обстановки на протяжении всего процесса метаморфизма будет устойчива ассоциация гематит-кварц, силикаты не будут образовываться. При нахождении железа в исходных продуктах в виде FeO и восстановительных условиях в процессе метаморфизма железо пойдет на образование силикатов или железистых карбонатов, а железорудные минералы (гематит и сидерит) в этих породах будут отсутствовать. В большинстве случаев по мере перехода к более высоким ступеням метаморфизма происходит восстановление окислов железа.

5. Наиболее низкотемпературными образованиями в условиях динамотермального метаморфизма являются: магнетито-мартито-хлорито-кварцевые, хлорито-магнетито-сидерито-кварцевые джесперы, кварцево-гематито-хлорито-гидробиотитовые сланцы, магнетито-карбонато-кварцевые роговики.

6. Вторую ступень динамотермального метаморфизма (филлитовую) представляют: магнетито-хлорито-стильпномелано-кварцевые, хлорито-магнетито-грюнерито-кварцевые, актинолито-магнетито-кварцевые роговики, стильпномелано-куммингтонито-магнетито-кварцевые и куммингтонито-магнетито-хлорито-кварцевые роговики.

7. К сложным переходным ступеням следует относить следующие разновидности пород железисто-кремнистого ряда: куммингтонито-роговообманково-магнетито-кварцевые роговики, гидрослюдисто-магнетито-роговообманковые сланцы, стильпномелано-роговообманково-магнетито-кварцевые роговики. Родузито-магнетито-кварцевые роговики, образовавшиеся в результате целочного натрового метасоматоза, представляют собой продукты миграционно-контактового пневматолитического метаморфизма.

8. Самую высокую ступень плутонометаморфизма (амфибол-гнейсовую) железисто-кремнистых пород в описываемом ра-

йоне характеризуют магнетито-роговообманковые сланцы и рогово-обманково-магнетитовые кварциты.

Э. Г. Маловичко

МЕТАМОРФИЗМ АЛЮМОСИЛИКАТНЫХ И ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНО-ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД ВЕРХОВЦЕВСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО РАЙОНА

1. Выбор пород алюмосиликатного и щелочноземельно-глиноземистого рядов определяется возможностью именно в них проследить широкую гамму ступеней метаморфизма, представляющих собой определенную функцию термодинамических условий образования пород.

2. Различные типы метаморфизма - динамотермальный, термоконтактный, плутонометаморфизм и, наконец, миграционно-контактный метасоматический метаморфизм - представляют собой естественные главные узлы единого процесса метаморфизма, основные изофизические уровни главных типов пород. Обычно во всех областях метаморфизма постоянную высокую подвижность обнаруживают H_2O , CO_2 , K_2O , Na_2O . Именно с изменением массы K_2O , Na_2O , H_2O и CO_2 в минералах связаны переходы от одних ступеней метаморфизма к другим.

3. Продукты динамотермального метаморфизма (аспидная ступень) представлены группой метаморфических сланцев: а) щелочноземельно-глиноземистый ряд - кварцево-карбонат-хлоритовые, эпидото-альбито-карбонат-хлоритовые сланцы; б) алюмосиликатный ряд - аспидные кварцево-хлорито-серицитовые, кварцево-карбонат-хлоритовые, кварцево-серицитовые, кварцево-серицито-алевроитовые сланцы. Для них свойственна высокая гидратация, широкое развитие процессов карбонатизации.

4. Переход от наиболее низкотемпературной ступени (аспидной) к более высокотемпературной (филлитовой) характеризуется выделением воды и щелочей. Алюмосиликатный ряд представлен кварцево-альбито-хлорито-серицитовыми, кварцево-альбито-серицитовыми и биотито-альбито-кварцево-серицитовыми сланцами; щелочноземельно-глиноземистый ряд - кварцево-альбито-эпидото-хлорито-актинолитовыми, альбито-актинолито-хлоритовыми и альбито-цоизито-актинолитовыми сланцами.

5. Ступень роговиков и узловатых сланцев, отвечающая условиям нарастания дегидратации в данном районе, представлена группой щелочноземельно-глиноземистых пород, для которых характерны средние (с небольшими колебаниями) содержания щелочей и летучих компонентов, процессы кристаллизации не завершены, облик структур афанитовый. Это узловатые кварцево-альбито-биотито-актинолитовые сланцы и роговики, узловатые кварцево-биотито-хлоритовые сланцы, актинолитовые апоспилиты. К роговиковой ступени алюмосиликатных пород относятся: узловатые биотито-альбито-хлорито-серицитовые сланцы, серицито-кварцевые роговики, кварцево-серицито-хлоритовые роговиковоподобные (пятнистые) сланцы.

6. Ступень кристаллических сланцев и метасоматитов довольно широко представлена продуктами натрового метасоматоза — альбититами и апокератофирами. Эти породы образуются под воздействием растворов с высокой активностью натрия с условием выноса K, Ca и кремневой кислоты.

7. Двуслюдная гнейсовая ступень плутонометаморфизма в щелочноземельно-глиноземистом ряду представлена роговообманковыми апоспилитами. На этой ступени основной плагиоклаз замещается альбитом и эпидотом. Здесь CaO, наряду с вполне подвижными Na_2O , K_2O и H_2O , становятся также подвижными; поэтому в апоспилитах роговая обманка ассоциирует с альбитом.

8. Наиболее высокотемпературными образованиями данного района являются амфиболиты, представляющие амфиболо-гнейсовую ступень плутонометаморфизма.

Н.Н.Н а с т е н к о

МЕТАМОРФИЗМ ШПИНЕЛЬ-БИОТИТОВЫХ ГНЕЙСОВ ВОСТОЧНОГО ПРИАЗОВЬЯ

1. Шпинель-биотитовые гнейсы встречаются в Восточном Приазовье по балке Вали-Тарама южнее с. Красновка среди мигматитов в виде единичных останцев, иногда переслаивающихся со скарноидами и кальцифирами. Шпинель-биотитовые гнейсы темнозеленого цвета, мелкозернистые, сланцеватые. Минеральный состав: плагиоклаз 30-64%, биотит 35-50%, шпинель 5-25%, микроклин 5-20%, силлиманит до 10%.

2. Слоистая текстура гнейсов, их переслаивание с карбонатными породами и почти постоянное присутствие в составе гнейсов единичных чешуек биотита позволяют предположить первично-осадочный генезис рассматриваемых пород.

3. Характерным отличием шпинель-биотитовых гнейсов от других пород толщи является присутствие микроклина. Микроклин мелкозернистый, его зерна несдвойникованы, изредка имеют расплывчатую решетку полисинтетических двойников. Этими признаками минерал резко отличается от крупнозернистых порфиробластов с четкими полисинтетическими двойниками, в большинстве случаев характерных для гранитов и мигматитов.

4. Специфическим минералом гнейсов является шпинель, находящаяся в виде изометричных и неправильной формы зерен, образующих полосы и скопления. Иногда ее зерна в виде узких полосок окаймляют зерна плагиоклава. От изометричных зерен шпинели отходят узкие отростки, внедряющиеся в промежутки между зернами полевых шпатов. Шпинель образует взаимное прорастание с силлиманитом или приурочивается к его полоскам и скоплениям. По диаграмме А.Н. Винчелла шпинель относится к герциниту состава $79\% \text{FeAl}_2\text{O}_4$ и $21\% \text{MgAl}_2\text{O}_4$ ($N = 1,806$).

5. Сравнение шпинель-биотитовых гнейсов с биотитовыми, гранато- и пироксено-биотитовыми гнейсами по химическому составу показывает, что изученные породы обеднены кремнекислотой (44,76 - 48,92% против 47,23 - 61,91% в остальных вышеперечисленных разностях) и обогащены глиноземом (20,95 - 24,25% по сравнению с 13,09 - 17,50% в других гнейсах). В шпинель-содержащих гнейсах значительно возрастает содержание FeO (12,92 - 14,07% против 2,87 - 9,91%), резко увеличивается щелочность (K_2O 7,94 - 7,41% по сравнению 1,76 - 3,35% в других гнейсах). Содержания Fe_2O_3 и MgO близки к их содержаниям в других породах. По-видимому, химический состав шпинель-биотитовых гнейсов обуславливает своеобразие их минерального состава.

6. Высокое содержание щелочей в исходной породе является причиной образования микроклина и также приводит к тому, что несмотря на большое содержание в породе феррических компонентов образуется биотит, а не пироксен или амфибол. Наблюдающийся одновременно в гнейсе недостаток кремнекислоты и повышенное содержание глинозема также обуславливают то, что при высоком содержании феррических компонентов вместо пироксена

и амфибола образуется шпинель, а при значительном избытке Al_2O_3 силлиманит.

Э.А.Н и ку ли на и А.Б.Ф о ми н

ОБ АМФИБОЛАХ УЛЬТРАБАЗИТОВ БАССЕЙНОВ р.р. РОСЬ И ТЕТЕРЕВ

1. В последние годы в бассейнах р.р. Рось и Тетерев установлен ряд небольших линзообразных и пластообразных тел ультрабазитов, залегающих в гранодиоритах, плагиогранитах, мигматитах и амфиболитах. Эти ультрабазиты относятся к габбро-перидотитовой формации, а по классификации Н.Д.Соболева - к ультрафербазитам. Отношение М/Ф в них колеблется от 2,6 до 7,7 и в среднем составляет 5,2.

2. Представлены ультрабазиты интенсивно метаморфизованными перидотитами и пироксенитами. Выделяются следующие разновидности пород: амфиболизированные и серпентинизированные перидотиты, серпентиниты, амфиболизированные пироксениты и горнблендиты. В приконтактных частях массивов распространены тремолититы и актинолититы.

3. Минералы амфиболовой группы представлены тремолит-актинолитом и обыкновенной роговой обманкой. Они широко распространены в выделенных разновидностях пород и содержание их колеблется от 20 до 90%.

4. Тремолит-актинолит широко распространен в перидотитах, в приконтактных частях массивов, а также в виде реликтов в серпентинитах. Развивается он в основном по пироксенам в начальный этап метаморфизма. Оптические свойства минерала:

$n_g = 1,4 - 1,9^0$, $2V = -70 - 84^0$, $n_g^1 = 1,644 - 1,645$,
 $n_p^1 = 1,618 - 1,621$, двупреломление $0,024 - 0,026$. Железистость (по диаграмме В.С.Соболева) составляет 20%. Минерал бесцветен или окрашен в бледно-зеленый цвет со слабо выраженным плеохроизмом. В протолочках встречаются зерна с зональной окраской; центр бесцветный, края - светло-зеленые.

5. В амфиболизированных перидотитах развита роговая обманка. Взаимоотношение ее с тремолит-актинолитом свидетельствует о том, что она является более поздним во времени образования минералом. Ее формирование происходило в последующий

этап метаморфизма, связанный с образованием гранитоидных пород гнейсовой толщи и привнесом щелочей и глинозема. В проходящем свете минерал окрашен в светло-зеленый цвет с четким плеохроизмом. $СМq = 16 - 23^0$, $2V = -80 - 90^0$, $Ng' = 1,661 - 1,664$, $Nr = 1,636 - 1,639$, двупреломление $0,025$. Железистость (по диаграмме В.С.Соболева) колеблется от 23 до 28%.

В.А.П р и п а ч к и н
Геологический ин-т Кольского филиала
АН СССР

ГАЗОПРЯВЛЕНИЯ В ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОДАХ И ИХ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ

1. Хибинский щелочной массив, сложенный нефелиновыми сиенитами, содержит крупнейшие в мире апатитовые месторождения. Кроме того, в настоящее время достаточно широко известно, что в породах массива найдены углеводородные газы, состоящие на 90 - 93% из метана. Газы находятся как в свободном состоянии, в микротрещинах, секущих породы, так и в закрытых порах пород и полостях минералов. Детальное изучение состава и распределения газовых смесей в породах массива показало, что наиболее обогащены газом закрытых пор нефелиновые сиениты, в то время как апатитовые руды его практически не содержат.

2. Вместе с тем, при проходке горных выработок на эксплуатируемых и разведываемых апатитовых месторождениях фиксировались выбросы газа в пределах горных выработок и из устьев колонкового бурения. Это вызвало необходимость постановки специальных исследований газопроявлений и прогнозирования их на глубину.

3. В процессе поисков и разведки газонефтяных месторождений применяется газовый каротаж скважин, позволяющий прогнозировать место рождения по слабому газовому потоку. Автором при изучении газопроявлений в пределах Хибинского массива был применен метод газокаротажных исследований колонковых скважин с целью прогнозирования газопроявлений. Поскольку специфика колонкового бурения и условия поисков и разведки апатитовых месторождений не позволили применить

автоматические газокаротажные станции, нам пришлось ограничиться эпизодическим газовым каротажем, который правильнее именовать газометрией скважин.

4. Газометрические исследования проведены на большинстве поисково-структурных скважин, пробуренных в пределах ультращелочных ийолит-уртитов, вмещающих апатитовое рудное тело. С их помощью выявлены и оконтурены участки повышенных газосодержаний, которые в некоторых районах (район горы Коашва) объединены в условные зоны, где предполагается возможность встречи газовых аномалий. Изучение скважин эксплуатационной разведки апатитовых рудников дало аналогичные результаты.

5. Обобщение материалов газокаротажных (газометрических) исследований дало возможность установить: а) что повышенные газосодержания в скважинах и горных выработках создаются за счет газа, находящегося в породах в свободной фазе и располагающегося в микротрещиноватых локальных участках; б) что с помощью газометрических исследований по колонковым скважинам такие участки надежно выделяются и оконтуриваются; в) что апатитовые руды характеризуются полным отсутствием предпосылок для газопроявлений, а зафиксированные и предполагаемые газопроявления возможны только в уртигах.

6. На основании детального изучения колонковых скважин и горных выработок установлено отсутствие постоянного потока газов из подкоровых глубин в пределах Хибинского щелочного массива. Сопоставление данных по исследованию газа свободной фазы и газа, заключенного в закрытые поры пород и полости минералов, позволяет считать имеющиеся в Хибинском массиве газы сингенетичными породам и образовавшимися в результате взаимодействия газовых компонентов мантии в процессе становления интрузива.

О.А.Струева, И.А.Гаев

ЛИСТВЕНИТЫ ВЕРХОВЦЕВСКОГО РАЙОНА

I. Листвениты и лиственитоподобные породы в Верховцевском районе Украинского щита приурочены к серпентинитам, тальк-карбонатным, хлорит-тальк-карбонатным и серпентин-

-талл-карбонатным породам. Наибольшее их развитие зафиксировано в осевых частях складок и вдоль тектонических нарушений в районе контакта пород нижней и средней свит тепловской серии. Листвениты образуют здесь многочисленные изолированные тела в виде псевдоморфно замещенных пластов, линз и линзо-жил.

2. Выделяются два структурных типа лиственитов и близких к ним пород: а) крупнозернистые и неравномернозернистые; б) тонкочешуйчато-мелкозернистые, участками роговиковоподобные. Структура крупно- и неравномернозернистых лиственитов гранобластовая и порфириобластовая с лепидогранобластовой и гранолепидобластовой структурой основной ткани, иногда - с элементами флюидалной. Карбонат присутствует в виде крупных изометричных, неправильных и ромбических зерен, по составу отвечающих анкериту, брейнериту, магнезиту, доломиту и сидериту. Кварц образует изометричные зерна с мозаичным угасанием, а также крупные выделения неправильной формы с извилистыми очертаниями. Из прочих минералов в лиственитах этого типа встречается талл, иногда - прохлорит, единичные зерна циркона. Тонкочешуйчато-мелкозернистые листвениты характеризуются микролепидогранобластовой структурой, которая на некоторых участках становится гранобластовой роговиковой. Состоят они из мелких зерен кварца, карбоната и серицита, в незначительных количествах встречаются биотит, турмалин, сфен, рутил, единичные зерна циркона.

3. Химический состав лиственитов не отличается стабильностью. Это вызвано особенностями их генезиса, обусловившими непостоянство их минерального состава, структуры и текстуры. Содержание SiO_2 высоко (37-50%), что указывает на интенсивную силицификацию исходных пород. Колебания MgO происходят в пределах 12-21%, CaO - от 4 до 12%, FeO - от 7 до 10%, причем, оно всегда преобладает над закисным железом (0,08 - 3,7%). Al_2O_3 составляет 3-7%, а CO_2 - достигает 14-19%. Интересно содержание щелочных окислов: калий колеблется от 0 до 4,5%, натрий обнаруживает большее постоянство и меньшие концентрации (0,1 - 0,8%).

4. В лиственитах Верховцевского района установлена рассеянная вкрапленность коринита, буланжерита, антимонита и золота, послойные и шпировые выделения сростаний ульманита

с тетраэдритом и халькопиритом. В кварц-карбонатных прожилках, секущих листвениты, наблюдаются образования буланжерита, пирита, халькопирита, золота, серебра. В зонах лиственитизации выявлено цинково-сурьмяно-мышьяковистое оруденение, представленное сфалеритом, бертьеритом, арсенопиритом, пиритом, пирротинном.

5. Согласно генетической классификации М.А.Кашкая и Ш.И.Аллахвердиева, листвениты Верховцевского района Украинского щита могут быть отнесены к ортолиственитам, образовавшимся путем избирательного метасоматического изменения гипербазитов.

Л.И.Тыкочинская, Л.А.Приказчиков, В.В.Скворцов, М.Ш.Аксельрод, А.Я.Ходоровский

О ЗОНАЛЬНЫХ ДАЙКАХ КОРОСТЕНСКОГО ПЛУТОНА

1. При изучении природы магнитных аномалий, установленных в рапакививидных гранитах Коростенского плутона, вскрыты 2 дайки мощностью 14 и 30 м. В отличие от даек сходного состава, описанных ранее в этом районе (Чирвинский, 1928; Барташевский, 1955 и др.), выявленные нами дайки обладают зональным строением.

2. Центральная часть одной из даек сложена сиенит-порфиром и ортофиром, а краевые по составу приближаются к андезиту. Сиенит-порфир зеленовато-темносерый, с большим количеством вкрапленников плагиоклаза, калишпата, реже пироксена и роговой обманки и угловатыми ксенокристаллами лабрадора и пироксена. Тонкозернистая основная масса офитовой, реже трахитовой и бостонитовой структуры состоит из калишпата, плагиоклаза, кварца, роговой обманки и пироксена. Ближе к контактам дайки развита существенно кварц-калишпатовая порода с ортофировой, участками микрогранитовой структурой основной массы, по составу приближающаяся к ортофиру. Последняя далее к контакту сменяется темносерой, более тонкозернистой порфирированной породой с высоким содержанием темноцветных минералов (40-70%) и преобладанием плагиоклаза над

калишпатом (андезитовый порфирит). Мелкие округлые участки сходной породы наблюдаются в большом количестве в центральных участках дайки (оплавленные ксенолиты). Приконтактовые части дайки сложены черной скрытокристаллической породой, в которой благодаря ориентированному расположению редких лейст плагиоклаза и скоплений рудной пыли заметны следы течения.

3. Характерной особенностью строения дайки является наличие большого количества крупных ксенолитов лабрадорита (от 0,2 до 8,0 м по оси скважин), сходных с лабрадоритами Волнского массива. Лабрадорит ксенолитов интенсивно брекчирован; цементом является вмещающая ксенолиты порода. Наличие этих ксенолитов, вынесенных дайкой снизу, является важным фактом для суждения о глубинном строении района.

4. Формирование дайки, очевидно, происходило в несколько этапов, о чем свидетельствует зональное изменение состава пород, а также наличие оплавленных ксенолитов пород краевых частей дайки в центральных ее зонах.

5. Вторая дайка сложена крупнопорфировым диабазовым порфиритом, состоящим из темносерой мелко- и среднезернистой основной массы и крупных (0,2 - 6 см) таблитчатых вкрапленников плагиоклаза № 40-55. Распределение вкрапленников в породе неравномерное: во вскрытой части дайки отмечаются 3 зоны скопления вкрапленников, в каждой из которых количество вкрапленников постепенно убывает по направлению к лежащему боку. Первая зона мощностью 6 м располагается в осевой части дайки; содержание вкрапленников здесь составляет 50-68%. В 10 м от лежащего бока наблюдается вторая, менее мощная зона, а вблизи лежащего бока - маломощная третья зона. Неоднородное строение дайки подчеркивается и петрохимической характеристикой пород: в центральной части дайки они близки к авгитовым андезитам, а в эндоконтакте - к кварцевым базальтам (по Дели).

6. Аналогичное распределение вкрапленников наблюдал А.А.Полканов в наклонной несимметричной дайке на побережье Кольского фьорда (1928). По его мнению, образование дайки связано с несколькими этапами внедрения магмы, каждый из которых фиксируется формированием новых зон скопления вкрапленников. В связи с наклонным залеганием дайки вкрапленники не распределяются равномерно, а сосредотачиваются у ее лежащего бока.

1. Наблюдается многосторонний подход к решению сложной проблемы пространства для формирования массивов как докембрийских, так и фанерозойских гранитоидов (Кузнецов, Судовиков, Баддингтон, Изох и др.). Большинство исследователей сравнительно молодых магматических формаций (интрузивы заполнения) решающее значение в формировании магматических камер придают разломным дислокациям. Появление больших объемов пространства, занятого докембрийскими гранитами, объясняют обычно магматическим замещением или метаморфической дифференциацией (интрузивы замещения).

2. Если для метаморфических и большей части реоморфических гранитоидов проблему пространства можно считать решенной, то этого нельзя сказать о пользующихся широким развитием магматических породах докембрия. Скорее всего здесь, как и среди более юных складчатых сооружений, решающая роль должна отводиться разломным структурам, т.е. таким структурам, развитие которых создает значительный перепад давления, необходимый для перемещения расплавов.

3. Представляется, что сравнительно маломощный в докембрии гранитный слой был разбит системой разрывов растяжения (большой частью ортогональных). В условиях продолжающегося растяжения коры происходили горизонтальные смещения блоков относительно друг друга. Естественно, что постепенно увеличивающиеся промежутки между блоками являлись областью минимальных давлений, куда мигрировала освобождающаяся в процессе регионального метаморфизма вода и где, таким образом, создавались реальные условия для возникновения палингенных магматических очагов. Разобщенные блоки гранитного слоя, "плавающая" по поверхности Конрада, развивали значительные давления на приподошвенные участки, что и способствовало выжиманию в растущие промежутки палингенных расплавов.

4. Ярким примером является тектоника детально изученного Салтычанского антиклинория (Западное Приазовье). Широкие блюдцеобразные блоки-синклинали, характерные для этого участка, УЩ, облекаются узкими сильно вытянутыми массивами гранитоидов (Обиточненский комплекс), приуроченными к гребневидным

антиклинальным перегибам (промежуткам). Сохраняется общая ортогональная ориентировка этих перегибов.

Спецификой развития разрывных зон (промежутков), характером взаимодействия блоков, а также давлением движущегося расплава обусловлена деформация "слоев" экзоконтактной зоны вплоть до полной конформности массивов.

В.А.Цуканов, К.Е.Есипчук

О ДОКЕМБРИЙСКОЙ ГРАНИТОИДНОЙ ФОРМАЦИИ ПРИАЗОВЬЯ

1. При формационном анализе древнейших магматических комплексов кроме таких основных факторов как время, пространство и состав (Кузнецов, 1964) необходимо учитывать также многие специфические особенности докембрийского магматизма, обусловленные сравнительно малой мощностью существовавшей в то время земной коры, разобщенностью ее на отдельные блоки, испытывающие значительные перемещения в условиях растяжения, активным вовлечением участков коры в магмообразование в связи с повышенным общим термическим режимом и влиянием высокотемпературных подкоровых расплавов и флюидов, огромными масштабами геохимической миграции вещества и пр. Поэтому следует принимать во внимание состав и структурную приуроченность исходных пород, вовлекаемых в палингенез, физико-химические условия магмообразования, относительную глубину эрозионного среза отдельных блоков в связи с возможностью одновременного возникновения многих очагов расплава, располагающихся на разных уровнях и пр.

2. Докембрийская магматическая формация, соответствующая одному и тому же этапу развития, может быть представлена образованиями различных физико-химических условий, что находит свое выражение в разной степени гомогенизации и мобильности возникавших расплавов, отраженной в изменчивости состава, текстурных и структурных особенностей пород, в различной морфологии магматических тел и разных взаимоотношениях их с породами рамы и т.п.

3. Докембрийская синорогенная гранитоидная формация УЦ (Усенко и др., 1969) в пределах Приазовья (Приазовская гранитоидная субформация) может быть подразделена на несколько интрузивно-ультраметаморфических комплексов:

а) Обиточненский комплекс диоритов и тоналитов Западного Приазовья. Образует массивы, приуроченные к ядрам узких гребневидных антиклиналей в центральной части Салтычанского антиклинория. Породы комплекса чаще всего обладают четкими признаками аллохтонности (магматические гранитоиды по классификации Н.Г.Судовикова). Некоторые из них, приуроченные к более глубоко эродированным блокам, можно отнести к реоморфическим и даже метасоматическим гранитоидам. Магматический расплав образовался путем палингенеза пород лозоватской свиты в условиях гранулитовой фации.

б) Салтычанский комплекс ортитовых гранитов. Представлен небольшими телами в районе с.с. Салтычия, Радоловка, Андреевка и др., приуроченными к разрывам растяжения. Ортитовые граниты считаются типичными магматическими образованиями, хотя местами (с. Маковка) устанавливаются признаки автохтонного их залегания. Образовались за счет анатексиса лейкократовых гнейсов корсак-шовкайской свиты в условиях амфиболитовой фации.

в) Анадольский комплекс биотитовых монацитоносных гранитов (анадольский массив, массивы в районе с. Чернигово-Токмачанск и др.). Породы комплекса приурочены к крупным антиклинальным структурам (Лозоватская антиклиналь, Кальчик-Кальмиуский антиклинорий и др.) и характеризуются всеми признаками автохтонности (наличие схисто- и тениотекстур по Н.И.Безбородько, постепенные переходы в мигматиты и др.) Анадольские граниты относятся к метасоматическим гранитоидам и образовались по гнейсам лозоватской свиты в условиях интенсивного привноса калия.

г) Каратышский комплекс автохтонных плагиоклазовых гранитов. В отличие от анадольских, плагиограниты приурочены к сравнительно слабо эродированным блокам-синклизиям. Образуют нечеткие расплывчатые массивы с характерными постепенными переходами во вмещающие породы корсак-шовкайской свиты, путем гранитизации которых в условиях амфиболитовой фации они и образовались.

4. Геологические данные, а также многочисленные определения абсолютного возраста (1900–2100 млн. лет) подтверждают объединение образований перечисленных комплексов в составе единой гранитоидной формации.

Е. В. Шарков
ИГГД АН СССР

РИТМИЧНАЯ СЛОИСТОСТЬ В РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЯХ И МЕХАНИЗМ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ

1. Явление ритмичной слоистости, широко развитой в расслоенных интрузиях, до последнего времени не нашло окончательного объяснения. Вместе с тем вопрос о природе ритмичной слоистости является ключевым для познания механизма формирования первичной магматической слоистости и расслоенных интрузий в целом.

2. Ритмичная слоистость подчиняется ряду общих закономерностей независимо от возраста, внутреннего строения и вещественного состава массивов.

3. Зоны ритмичного переслаивания располагаются между мощными слоями однородных пород. Ритмы имеют 2–3–4–членное строение. Контакты между ритмами резкие, внутри ритмов наблюдаются как резкие границы, так и постепенные переходы. Характерная особенность строения – необратимый переход в пределах ритмов от высокотемпературных ассоциаций внизу к низкотемпературным – вверх.

4. Изучение гранулометрических характеристик ритмично переслаивающихся пород показало, что при их формировании течения магмы не играли существенной роли. Кристаллизация в каждый данный момент происходила в пределах маломощной зоны, прилегающей ко дну магматической камеры. Осаждение минералов было непрерывным в течение образования слоев и ритмов, но прерывалось между ритмами. Сравнение ритмично переслаивающихся пород с результатами изучения теоретически ожидаемой последовательности выделения минеральных ассоциаций показало, что вертикальная последовательность пород в ритмах

соответствует порядку кристаллизации исходного расплава.

5. Изучение первичной магматической слоистости и результаты экспериментов по затвердеванию отливок расплавов, кристаллизующихся по типу твердых расплавов и эвтектических смесей, позволили заключить, что а) кристаллизация интрузий шла снизу вверх и б) изотермы располагались почти горизонтально, загибаясь к краям интрузий, что обусловило их чашеобразное внутреннее строение.

6. Появление первичной магматической слоистости связывается с фазовыми переходами в кристаллизующемся расплаве, т.е. с последовательным выделением различных минеральных фаз, сменяющих друг друга в процессе кристаллизации.

7. Появление ритмичной слоистости связывается с неустойчивостью фронта кристаллизации, возникающей в процессе затвердевания в результате накопления легкоплавких составляющих перед поверхностью раздела. Это приводит к расщеплению фронта кристаллизации на два: верхний — высокотемпературный и нижний — низкотемпературный с последующим прекращением функционирования нижнего фронта.

8. Сделан вывод, что расслоенные интрузии можно использовать в качестве естественных моделей для изучения процессов кристаллизационной дифференциации в природных условиях.

В.М.Ш е м я к и н

ИГГД АН СССР

ФОРМАЦИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ЧАРНОКИТОВ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ БЕЛОМОРИД И КАРЕЛИД (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

I. Интрузивные чарнокиты в качестве самостоятельной и специфической формации для зоны сочленения двух крупнейших геотектонических структур Балтийского щита — беломорид и карелид — впервые были выделены в результате работ сотрудников ИГГД АН СССР (Ю.Д.Пушкарёв, В.В.Фиженко, В.М.Шемякин, Е.А.Шуркин).

По современным геолого-геофизическим данным область сочленения беломорид и карелид представляет собой зону глубинного разлома с длительной историей геологического развития и

характеризуется целым рядом магматических комплексов, в том числе и интрузивными чарнокитами, свойственных исключительно данной зоне.

2. Интрузивные чарнокиты распространены на большой территории от р. Кемь на юге до широты оз. Пана-ярви на севере, где слагают огромную Топозерскую интрузию (~ 6000 кв. км) и ряд более мелких массивов-сателлитов. Последние располагаются как в самой области сочленения беломорид и карелид, так и в периферической части Беломорского срединного массива. Во внутренних зонах карелид они не установлены.

3. Интенсивное проявление карельского тектогенеза обусловило почти повсеместное превращение интрузивных чарнокитов в сланцеватые апочарнокитовые тектониты-ластомилониты, которые ранее картировались в качестве гнейсов различных свит беломорской серии. Неизменные породы сохранились лишь на крайне ограниченных площадях, главным образом, в массивах сателлитов.

4. Возраст интрузивных чарнокитов определяется как раннекарельский на основании их эруптивных взаимоотношений с мигматизированными гнейсами беломорской серии и наличия ксенолитов кислых и средних эффузивов, по комплексу признаков близких к вулканитам нижнего протерозоя. По радиологическим данным (Ю.Д.Пушкарев, А.И.Тугаринов и др.) время внедрения чарнокитов соответствует рубежу 2400-2500 млн. лет.

5. Чарнокиты обладают всеми особенностями интрузивных образований: наличие зон эруптивных брекчий, апофизы во вмещающие породы, контактовый метаморфизм в условиях фации пироксеновых роговиков, типичные магматические структуры и т.д.

6. Чарнокиты обладают специфическим химическим составом, не находящим аналогов среди других чарнокитовых пород Балтийского щита. Для них свойственны очень высокая железистость как породы в целом, так и железо-магнезиальных силикатов, незначительное преобладание натрия над калием, повышенная титанистость, пониженная глиноземистость по сравнению с нормальными гранитоидами и др. особенности.

7. По минеральному составу среди чарнокитов выделяются граниты, гранодиориты, плагиограниты. Главные породообразующие минералы: кварц, плагиоклаз, ортоклаз, гиперстен, моноклинный пироксен, гранат, гастингсит, биотит. Микроструктуры

гипидиоморфнозернистая, монцонитовая, микрографическая.

8. Формирование массивов интрузивных чарнокитов происходило в условиях тектонически активной обстановки в зоне глубинного разлома. Консолидация и становление интрузивных тел отвечает сравнительно небольшим глубинам (порядка 5 км).

9. Отмеченные особенности интрузивных чарнокитов характеризуют их как строго определенную геологическую ассоциацию, обладающую специфическим вещественным составом и геотектоническими условиями образования, что позволяет, в соответствии со схемой К.А.Шуркина и Ф.Н.Митрофанова, выделить их в самостоятельную формацию и н т р у з и в н ы х ч а р н о к и т о в протогеосинклинального этапа развития нижнего докембрия.

Е.М.Ш е р е м е т

Институт геохимии СО АН СССР

ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА БИОТИТОВ В ГРАНИТОИДАХ ВИТИМ-КАРЕНГСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ ПОД ВЛИЯНИЕМ АВТОМЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

I. Рассматриваемый регион расположен в западной части Олекмо-Витимской горной страны (Забайкалье). В его пределах выделяются следующие интрузивные комплексы: Раннекаледонская геосинклинальная зона: а) олекминский комплекс нерасчлененных гранитоидов. Область мезозойской активизации: а) илако-чечинский комплекс субвулканических интрузий (диорит-порфи-риты, монцониты, сиенито-диориты); б) амананский комплекс (I фаза - амфибол-биотитовые гранодиориты, II фаза - лейко-кратовые биотитовые граниты); в) куналейский комплекс (I фаза - кварцевые сиенит-порфиры, II фаза - лейкократовые граниты); г) гуджирский комплекс (лейкократовые и аляскито-вые граниты).

Автометасоматические процессы (альбитизация полевых шпатов, мусковитизация биотитов) наиболее интенсивно проявлены (до стадии двуслюдяных гранитов) в гранитоидах гуджирского комплекса. Петрохимической особенностью мезозойских гранитоидов Витим-Каренгского междуречья является их повышенная щелочность ($a = 15-17$ при $c = 0-5$).

2. По химическому составу все неизмененные биотиты разбиваются на две группы. Биотиты нижнепалеозойских гранитоидов относятся к истонит-сидерофиллитовому ряду. На диаграмме Si/Al и $Fe + Mg / Al$ (Маракушев и др., 1965) они попадают в поле П. Биотиты мезозойских гранитоидов являются магнезиальными биотитами флогопит-ангитового ряда. Они занимают IV (амананский, куналейский) и V (гудхирский) поля на этой диаграмме.

3. Автометасоматические процессы в начальной стадии приводят к увеличению содержаний лития и алюминия в октаэдрическом слое биотита при соответствующем уменьшении $(Fe, Mg)_{YI}$. Вероятно, изоморфизм протекает по схеме $(Fe, Mg)_{YI} \rightarrow LiAl_{YI}$. В конечной стадии биотиты замещаются мусковитом в результате дальнейшего увеличения содержания Al_{YI} и уменьшения $(Fe, Mg)_{YI}$. Количество ионов Y формульной единицы биотита при этом уменьшается с 2,95 до 2,35 в наиболее измененных породах.

4. Содержания редких элементов в рассматриваемых биотитах всецело зависят от их химического состава. Магнезиальные биотиты из мезозойских гранитоидов обогащены рубидием, литием, таллием, оловом, цинком по сравнению с биотитами нижнепалеозойских гранитоидов. С увеличением щелочности содержания Rb, Tl, Li в них возрастают; концентрации же Pb, Zn, Sn, Be остаются примерно постоянными. Автометасоматические изменения приводят к увеличению содержаний в биотитах Rb, Tl, Li, Be, Sn, Zn . Последние могут служить индикаторами степени автометасоматического изменения гранитов и в какой-то мере свидетельствуют об уровне эрозионных срезов массивов.

Б.Г.Яковлев

К ВОПРОСУ О ВЛИЯНИИ ОКИСЛИТЕЛЬНОЙ РЕАКЦИИ НА ВЕРМИКУЛИТИЗАЦИЮ НЕКОТОРЫХ БИОТИТОВ УЩ.

I. Известно, что реакции окисления на земной поверхности и близ нее протекают, в основном, в водной среде. Окислительный потенциал в указанных условиях ограничен его значениями для предельных реакций: $H_2O = \frac{1}{2} O_2 + 2H^+ + 2e$; $E_0 = 1,236$ и $2H^+ + 2e = H_2$; $E = 0,008V$

Оптимальной (с точки зрения меры сродства к электрону) является реакция $Fe^{+2} \rightleftharpoons Fe^{+3} + e$, неизменно сопровождающая процессы вермикулитообразования.

2. Согласно Б.Мезону (1950) и Р.Гаррелсу (1960) отношение концентраций закисного и окисного железа в период, предшествующий реакции окисления, заметно влияет на величину окислительного потенциала. Тогда $E = E_0 + 0,059 \lg \frac{[Fe_2O_3]}{[Fe^{+2}]}$ будет тесно взаимосвязана с составами биотитов, испытывающих выщелачивание и гидратацию. Отметим, что при $f_0 = \frac{Fe^{+3}}{Fe^{+2}} = 1$ Eh составит 0,771в, а убывание Fe^{+3}/Fe^{+2} до 0,15, определяет Eh = 0,667. Приведенные значения f_0 отвечают реальным соотношениям Fe_2O_3/FeO в биотитах из метаморфических комплексов Среднего Побужья и Западного Приазовья. Получается, что реакции окисления должны коснуться в первую очередь тех Mg-Fe слюд, где величина f_0 особенно низка.

3. Экспериментально воспроизведенный процесс перехода $Fe^{+2} \rightarrow Fe^{+3}$ в природных биотитах при Ph = II,3 (Barshad, Koshu, 1968) выяснил, что при окислении железа в этих слюдах происходит фиксация K^+ и количество его, способное участвовать в межслоевом катионном обмене, убывает.

Сравнение экспериментальных данных с многочисленными примерами вермикулитизации биотитов из центральных и юго-восточных районов Украинского щита, между тем, показывает, что влияние рассмотренного фактора на выщелачивание различных Mg-Fe слюд осуществляется неодинаково.

4. Существенное влияние на фиксацию K^+ при окислении железа оказывает, как выяснилось, содержание в слюдах Al_2O_3 . В высокоглиноземистых биотитах, близких истонит-сидерофиллитовой серии, при высоком содержании воды и полном завершении реакции окисления железа сохраняется 2-5% K_2O . Верхний предел концентрации MgO в таких биотитах редко превышает 14%. Смещение составов биотитов во флогопит-аннитовую область сопровождается в указанных регионах убыванием Al_2O_3 и возрастанием количества MgO . При гидратации этой группы слюд в условиях завершеного окисления Fe^{+2} (количество которого, как правило, невелико) вынос калия осуществляется полностью.

5. Согласно изложенному, состав исходных биотитов оказывает решающее влияние на физические и технологические свойства гидробиотит-вермикулитового сырья. Первый из перечисленных типов слюд превращается преимущественно в гидробиотиты с пониженной температурой плавления (1200 - 1250⁰С), второй - в интенсивно "вспучивающиеся", но более тугоплавкие гидрослюды.

В.Г.Яковлев

О ГРАНУЛИТОВОМ КОМПЛЕКСЕ ЗАПАДНОГО ПРИАЗОВЬЯ

1. Двупироксен-амфиболовые и родственные им основные сланцы давно известны в Приазовской части Украинского щита (Усенко, 1960; Хмарук, 1966 и др.). Эти породы, по данным автора, на эрозионном уровне Приазовья развиты преимущественно в виде будинированных и метасоматически переработанных останцов внутри более поздних плагигнейсовых массивов, носят следы догнейсовой складчатости и распространены шире, чем это представлялось. Указанные обособления рассматриваются нами в качестве "теневых" структур древнейшей офиолитовой формации протогеосинклинального типа.

2. Амфиболы, ассоциирующие с пироксенами, относятся к высокотемпературным образованиям, заметно отличаясь от роговых обманок более поздних парагенетических групп.

Клино- и ортопироксены в отношении распределения Mg и Fe представляются простыми системами, где

$$f = \frac{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \times 100$$
 гипертена составляет 3I-35, а салита - 2I-24.
$$K_p = \frac{(\text{Fe Si O}_3)(\text{Ca Mg Si}_2\text{O}_6)}{(\text{Mg Si O}_3)(\text{Ca Fe Si}_2\text{O}_6)}$$
 для сопутствующих орто-и клинопироксенов- I,40 - I,6I. Тождественные значения K_p , свойственные исключительно пироксенам метаморфических пород (Лутц, 1964), получены и для ряда образований, известных ранее в качестве габброидов и габбро-амфиболитов (в частности, в районе "Каменных могил"). Отметим, что величины полученного пара-

метра весьма напоминают Кр равновесных совокупностей $\text{Hb} + \text{Px} + \text{Hур}$ кристаллического фундамента восточных районов Русской платформы, где основные породы гранулитового комплекса прослежены геофизическими методами на значительных глубинах.

3. Предпринятая Д.Грином и А.Рингвудом (1968) экспериментальная эклогитизация базальтов, в частности, выяснила, что различные дупироксеновые парагенезисы являются промежуточной стадией названного процесса. В отношении основных сланцев Приазовья данные эксперимента позволяют отметить следующее: 1) содержание плагиоклаза, вероятно, связано с исходным отношением Na/Ca в базальтоидах. Наиболее основные плагиоклазы, согласно Д.Грину и А.Рингвуду, исчезают в первую очередь; 2) развитые в основных сланцах региона пироксены характеризуются крайне низкими содержаниями Al_2O_3 . Между тем, по результатам опыта, растворение Al в пироксенах затрудняется при метаморфизме пород, близких нормальным толеитам;

4. Приближенная экстраполяция данных Д.Грина и А.Рингвуда, полученных при $T = 1000-1280^\circ\text{C}$, дает возможность допустить, что при $m = \frac{\text{MgO}}{\text{MgO} + \text{FeO}} = 25-50$ основных сланцев Приазовья малоглиноземистая ассоциация орто- и клинопироксена, а также равновесные совокупности клинопироксена и плагиоклаза, не испытывали в температурной области $700-900^\circ\text{C}$ воздействие давлений (P_s), превышающих 7-8 кбар. Спорадическое появление граната и Al_2O_3 в пироксенах фиксирует, по-видимому, наиболее железистые составы исходных образований, для которых верхний предел устойчивости безгранатовых ассоциаций составляет $P_s = 5-6$ кбар.

В.П.Б е л и ч е н к о

ИССЛЕДОВАНИЕ ОКРАСКИ И ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ ЛАЗУРИТОВ

1. Природа окраски лазуритов, несмотря на довольно обширный экспериментальный материал, к настоящему времени однозначно не установлена и физически строго не обоснована. Ближе всего к решению этого вопроса подошел Р.Д.Кирк (1954, 1955), установивший на основании результатов синтеза карбонатных алюмосиликатов группы содалита ведущую роль полисульфидов серы в их окраске и люминесценции.

2. Нами изучены разноокрашенные лазуриты из месторождения Ляджвар-лара (Таджикская ССР), любезно предоставленные Б.А.Горлицким. Для сравнения изучались термоокрашенные акманиты (S -содержащие содалиты) из некоторых месторождений Кольского п-ова. Для всех изученных образцов были сняты спектры оптического поглощения, а для люминесцирующих — спектры фотолюминесценции. Спектры поглощения в области 300–900 нм снимались при комнатной температуре на спектрофотометре СФ-4А с приставкой для измерения порошковых проб. Спектры люминесценции регистрировались на высокочувствительной фотометрической установке в области 400–850 нм при комнатной температуре и температуре жидкого азота ($77^{\circ}K$).

3. Спектры оптического поглощения разноокрашенных лазуритов характеризуются наличием двух полос поглощения: широкой с пологим максимумом около 600 нм и более узкой с $\lambda_{max} = 400-410$ нм. Различная их окраска обуславливается относительной интенсивностью этих полос. Если у зеленых лазуритов полоса поглощения 400 нм выражена особенно отчетливо и превышает по интенсивности полосу ~ 600 нм, то у синих и фиолетово-синих разновидностей полоса ~ 400 нм выражена гораздо слабее и значительно уступает по интенсивности

широкой полосе 600 нм. Аналогичная картина наблюдается в оптических спектрах термоокрашенных гакманитов. Изменение термоокраски гакманитов от желто-зеленой до голубой обусловлено постепенным увеличением интенсивности и полуширины полосы поглощения ~ 600 нм.

4. Люминесценция наблюдается только у светлоокрашенных лазуритов (зеленых, голубовато-зеленых и голубых) и у всех термоокрашенных гакманитов, т.е. в тех образцах, где отчетливо фиксируется полоса поглощения ~ 400 нм.

5. Спектры люминесценции изученных образцов представляют собой широкие полосы в оранжево-красной области спектра с $\lambda_{\text{max}} 650$ нм. При температуре жидкого азота в полосах люминесценции появляется колебательная структура, состоящая из серии узких (15–20 нм) эквидистантных полосок. Подобные спектры характерны для излучения молекулярных ионов в кристаллах. Сопоставление спектроскопических параметров молекулярных ионов для различных соединений с нашими данными позволило заключить, что оранжевая люминесценция исследованных образцов лазурита и гакманита связана с электронно-колебательными переходами в молекулярных ионах S_2^- , находящихся в кристаллических решетках этих минералов.

6. Установлено, что максимальное возбуждение люминесценции образцов происходит при длине волны ~ 400 нм. Это позволяет сделать вывод, что поглощение в области 400 нм и люминесценция обусловлены одним и тем же центром — молекулярным моноионом S_2^- , относительная устойчивость которого обусловлена непосредственно координирующими его ионами натрия. Таким образом, ион S_2^- играет важную роль в окраске лазуритов, обуславливая зеленые тона этих самоцветов.

Дальнейшее окисление серы, как это наблюдается при термоокрашивании гакманитов, приводит к образованию более сложных центров окраски типа полисульфидных соединений от Na_2S_2 до Na_2S_x , обуславливающих появление в оптических спектрах широкой полосы поглощения с максимумом ~ 600 нм.

7. Таким образом, окраска природных лазуритов является их характерным типоморфным признаком, указывающим на состояние и степень окисления серы в кристаллической решетке.

К ОПРЕДЕЛЕНИЮ ЗНАЧЕНИЙ ШИРИНЫ ЗАПРЕЩЕННОЙ ЗОНЫ
РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

1. Ширина запрещенной зоны - E_g является одной из фундаментальных констант твердого тела, которая может быть найдена как из теоретических расчетов, так и определена экспериментально. Зная E_g минерала, можно качественно, а иногда и количественно предсказать многие его физические свойства: блеск, электропроводность, прозрачность и т.д. Между тем, для многих минералов, в особенности для рудных, точное значение этой константы не известно.

2. Отсутствие соответствующей аппаратуры и методических руководств в значительной мере тормозит развитие исследований по определению E_g минералов, которые, без сомнения, являются основополагающими при изучении зависимости свойств минералов от их химического состава и структуры. Известные трудности возникают и при исследовании сильнопоглощающих кристаллов, в этом случае необходимо изготавливать тонкие срезы, что не всегда возможно.

3. Автором разработан новый метод определения E_g рудных минералов на участках диаметром до 10μ непосредственно в полированных шлифах. Если E_g лежит в диапазоне 1,88 - 2,8 эв, то такие минералы обладают интенсивными внутренними рефлексами, цвет которых зависит от конкретной величины E_g .

Освещая исследуемое зерно минерала монохроматическим поляризованным пучком света по методу светового зонда, гасят анализатором первичный отраженный поток; тогда через анализатор проходит лишь вторичный поток света, обусловленный отражением его от границ раздела, трещин и т.д. в глубине образца. При длинах волн, энергия которых больше E_g , свет интенсивно поглощается уже в поверхностном слое; если же $E_\lambda < E_g$, то свет проникает на значительную глубину, т.е. возрастает поток, проходящий через

анализатор. Регистрируя интенсивность света, отраженного от минерала при указанных условиях, можно легко определить начало края поглощения.

Экспериментальные значения E_g для киновари, реалгара, аурипигмента, антимонита хорошо согласуются с литературными данными. Найдены значения E_g для лорандита, кермезита, гетчеллита, сульфoантимонидов свинца и др. минералов.

А.И.И в л и е в , Ю.П.М е н ь ш и к о в ,
Г.В.П е т р е н к о

Геологический ин-т Кольского филиала АН СССР

ПЕРВАЯ НАХОДКА МУАССАНИТА В ГИПЕРБАЗИТАХ ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

1. Природный карбид кремния - муассанит - впервые был обнаружен Муассаном (Moissan , 1905) в метеорите Каньон Дьябло (США). В 1957 г. минерал был встречен в породах алмазоносных трубок (Бобривич и др., 1959), что дало основание считать его спутником алмаза и использовать в качестве поискового признака на алмазоносные кимберлиты. Последующие находки муассанита вне областей развития кимберлитов в траппах Восточной Сибири и вулканических породах Восточного Приазовья ставят под сомнение исключительную приуроченность муассанита к кимберлитам.

2. Нами впервые на Кольском полуострове обнаружен муассанит в серпентинизированных шпинелевых пироксенитах в восточной части хребта Сальные тундры. Пластообразное тело пироксенитов имеет мощность от 3 до 10 м и залегает в толще гранат-пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев. Сланцы метаморфизованы в гранулитовой фации. Возраст метаморфизма датируется А.И.Тугариновым и др. (1968) по данным свинцового метода в 1925-1980 млн. лет.

3. Муассанит выделен из протолочной пробы пироксенитов весом 3 кг. От нее была отквартована десятиграммовая навеска и истерта в агатовой ступке до состояния пыли. Растертая навеска обрабатывалась плавиковой и серной кислотой, и мето-

дом выпаривания из нее удалялся кремнезем. Затем путем повторной обработки остатка разбавленной серной кислотой переводились в раствор полуторные окислы. Муассанит сохраняется в нерастворимом остатке в виде остроугольных зерен размером от 0.02 до 0.08 мм. Окраска их светло-зеленая, некоторые зерна бесцветны; в ультрафиолетовых и катодных лучах не люминесцируют. Полученные нами порошкограммы муассанита сходны с рентгенограммами искусственного α - SiO_2 (Thibault, 1944), муассанита из Чешских Средних гор (Вауер и др., 1963) и из вулканических пород Покрово-Киреевской структуры (Латыш, 1967).

4. Присутствие муассанита в минеральной ассоциации гранулитовой фации метаморфизма свидетельствует о высокой его устойчивости в глубоко метаморфизованных ультраосновных породах.

А.М.К а л и н и ч е н к о , А.С.Л и т о в -
ч е н к о , И.В.М а т я ш , Д.А.Ж о г о л е в ,
А.А.Б о б р - С е р г е е в

ИССЛЕДОВАНИЕ СТРУКТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ СЛЮД МЕТОДОМ ЯДЕРНОГО МАГНИТНОГО РЕЗОНАНСА

1. Изучены спектры ЯМР водорода и лития в литиевых слюдах (циннвальдиты). Экспериментально получены угловые зависимости локальных полей на ядрах водорода и лития, обусловленных парамагнитными ионами железа.

2. Определена температурная зависимость сдвигов частот ЯМР и ширины линии, которая описывается законом Кюри-Вейсса. Проведено сравнение экспериментальных и теоретических угловых зависимостей сдвигов ЯМР, которое дает удовлетворительное согласие теории и эксперимента.

3. На основе полученных результатов делаются выводы о структурном положении ядер водорода и лития в исследуемых минералах.

ИССЛЕДОВАНИЕ СИНТЕТИЧЕСКИХ ТИТАНСОДЕРЖАЩИХ АМФИБОЛОВ
РЕНТГЕНОВСКИМ И ИКС МЕТОДАМИ

1. Вопрос о положении Ti в структуре природных амфиболов решить довольно трудно, так как эти минералы имеют сложный химический состав и в них почти всегда кроме титана присутствуют катионы Al и Fe^{3+} ; близкие по свойствам к Ti и усложняющие решение данной проблемы.

2. С целью изучения характера размещения Ti по структурным позициям в амфиболах синтезирован ряд титансодержащих фторамфиболов при температуре $1300 - 1400^{\circ}C$.

3. По данным кристаллооптических исследований и результатам химических анализов установлено, что в полученном ряду амфиболов имеет место закономерное изменение состава и по мере увеличения содержания Ti в шихте количество его в амфиболе возрастает.

4. Проведены рентгеновские исследования синтезированных амфиболов, на основании которых установлено, что с возрастанием количества титана в амфиболе происходит изменение значений 2θ отдельных отражений и их интенсивностей и увеличиваются объем и параметры элементарной ячейки.

5. Получены инфракрасные спектры титансодержащих фтор-амфиболов. В спектрах образцов с большим содержанием Ti наблюдается смещение максимумов полос поглощения и изменение их интенсивностей.

6. Данные химического анализа и инфракрасной спектроскопии свидетельствуют о том, что в титансодержащих амфиболах, полученных в окислительной среде, Ti четырехвалентен и координация его по кислороду равна 4. Обратнопорциональная зависимость между содержанием кремния и титана в амфиболах, увеличение объема и параметров элементарной ячейки и закономерные изменения в спектрах поглощения указывают на возможность изоморфного замещения $Ti^{4+} \rightarrow Si^{4+}$ в структуре амфибола.

О ПРИРОДЕ ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ АНГИДРИТОВ

1. Изучение термолюминесценции природных ангидритов проводилось на специальной высокочувствительной установке в режиме линейного нагрева образцов от 20 до 500°C со скоростью 0,42°/сек. Было изучено более 20 различных образцов ангидрита. Анализ полученных кривых термовысвечивания показал, что кристаллическая решетка ангидрита характеризуется большим набором уровней захвата различной глубины, что усложнило их идентификацию вследствие наложения отдельных максимумов свечения друг на друга.

2. Для разрешения отдельных максимумов был использован метод спектральной фильтрации термовысвечивания. Сравнение отношений интенсивностей свечения двух различных центров захвата для различных светофильтров позволило определить спектральный состав термолюминесценции. Излучение происходит, в основном, в двух областях спектра: сине-фиолетовой (400-450 нм) и зеленой (~ 510 нм).

3. Для всех изученных образцов отмечено II максимумов свечения:

№ максимума	T _I	T ₂	T ₃	T ₄	T ₅	T ₆	T ₇	T ₈	T ₉	T ₁₀	T _{II}
Температура, °C	90	125	155- 160	175	190	225	290- 300	380	405	440	460

Наиболее характерным и самым интенсивным максимумом является T₇ (290-300°C), который присутствует у всех изученных ангидритов. Другим характерным максимумом свечения, обнаруженным в большинстве образцов, является T₈ (380°C), который так же, как и T₇ обладает свечением в голубой области спектра, но, вероятно, несколько сдвинут в длинноволновую сторону.

В отдельную группу следует выделить максимумы T₂, T₃ и T₄ с одинаковой областью излучения, что может свидетельствовать об одинаковой природе центров свечения, обусловивших их.

Следует отметить, что T_3 и T_4 всегда существуют совместно. При γ - облучении природных образцов отмечается резкое увеличение интенсивности этой группы максимумов по сравнению с более высокотемпературными. Это связано с большей энергией активации последних. Их незначительная интенсивность у природных образцов объясняется высвечивающим природным температурным воздействием. В спектре термолюминесценции эта группа центров обладает наиболее коротковолновым свечением (в сине-фиолетовой области), которое, по предварительным данным, можно связать с присутствием Ce (~ 360 нм) в решетке ангидрита.

Центры захвата, обусловившие пики T_5 и T_6 (190 и $225^\circ C$), представляются не имеющими тесной связи с центрами, обусловившими группу максимумов $125-175^\circ C$. По спектральному составу их излучение занимает промежуточное положение, отличаясь даже между собой: T_6 - ближе к главному максимуму T_7 ; T_5 - ближе к группе T_2, T_3, T_4 .

Параллельное изучение спектров ЭПР ангидритов позволило установить, что из всех обнаруженных центров захвата, только центр, обусловивший пик T_8 ($\sim 380^\circ C$), является также и центром ЭПР. Он идентифицирован как центр SO_4^{2-} с константами: $g_x = 2,069 \pm 0,002$, $g_y = 2,018 \pm 0,002$, $g_z = 2,005 \pm 0,001$. Максимум T_8 обладает свечением в голубой области спектра. Близкое к нему по спектру свечение наблюдалось у слабого и редко встречающегося максимума T_9 .

Впервые для ангидритов зарегистрированы высокотемпературные максимумы 440 и $460^\circ C$ (T_{IO} и T_{II}), соответствующие наиболее глубоким уровням захвата. Одинаковое зеленое свечение их ($\lambda_{max} \sim 510$ нм) свидетельствует о том, что излучение происходит через один и тот же центр, связанный с примесью Mn^{2+} в кристаллической решетке ангидрита.

Г.В.К у з н е ц о в , В.П.К у ц

ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ АКЦЕССОРНОГО АПАТИТА ИЗ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД ПРИАЗОВЬЯ

I. Исследование проводилось на специальной высокочувствительной термолюминесцентной установке в режиме линейного

нагрева образцов от 20 до 500°C со скоростью 0,42^{10³}/сек. Интенсивность свечения регистрировалась автоматическим самопишущим потенциометром, связанным с фотоумножителем ФЭУ-17. Кроме температурного положения пиков на кривых термовысвечивания и соотношения интенсивностей этих пиков изучался также спектральный состав термолуминесценции. Для этого между ФЭУ и образцом последовательно помещались светофильтры с различными областями пропускания - от фиолетового до темнокрасного.

2. Изучено 40 образцов акцессорного апатита из гранитов и мигматитов Приазовья, для большинства из которых был известен состав TR. Измерения проводились при строго одинаковых или кратных (в случае использования плотных фильтров) навесках образца в линейном интервале градуировочной кривой.

3. Установлено, что все изученные апатиты обладают более или менее четко выраженной термолуминесценцией. Температурное положение и соотношение интенсивностей максимумов ТЛ варьирует. В диапазоне температур от 20 до 500°C было зафиксировано 10 максимумов свечения:

№ максимума	T ₁	T ₂	T ₃	T ₄	T ₅	T ₆	T ₇	T ₈	T ₉	T ₁₀
Температура, °C	90	175	218	225	275	295	315	350	460	495

Применение сравнительного метода изучения спектрального состава ТЛ позволило разделить максимумы свечения на 3 группы: а) желто-зеленое свечение (T₁ - T₄); б) сине-голубое свечение (T₅ - T₈); в) наиболее коротковолновое свечение (T₉ - T₁₀).

Внутри первой группы максимумов наиболее характерны T₂, T₃ и T₄. Максимум T₄ (225°C) наиболее четко проявляется у апатитов из гранитных пород. Максимум T₃ (218°C) более характерен для мигматитов. Максимум T₂ (175°C) встречается в образцах из обоих типов пород, но лишь при отсутствии T₃ и T₄. Из второй группы пиков следует выделить T₈ (350°C), характерный для апатитов из мигматитов. Остальные максимумы этой группы трудноразличимы вследствие взаимного перекрытия и не обладают специфическими свойствами. Максимумы

термолюминесценции, связанные с наиболее глубокими уровнями захвата (460 и 495°С) присутствуют во всех изученных апатитах и характеризуются наибольшей интенсивностью. Различаются они, при примерно равной интенсивности, спектром излучения, который для T_{10} сдвинут в более длинноволновую область.

4. Предварительная корреляция данных по термолюминесценции акцессорных апатитов с составом и содержанием редких земель в них позволила заключить:

а) максимум термолюминесценции $T_3(218^{\circ}\text{C})$ наиболее характерен для апатитов с повышенным содержанием TR_Y (Y, Yb, Dy, Er, Sm и др.). Желто-зеленое свечение может быть связано с Dy, Sm или Yb, а Y выступает, возможно, в качестве центров захвата. Следует отметить, что эти апатиты обладают повышенным содержанием Mn, который, очевидно, вносит определенный вклад в интенсивность желтого излучения;

б) максимумы $T_5(275^{\circ})$ и $T_6(295^{\circ})$ наиболее отчетливо проявляются у апатитов с повышенным содержанием TR_{Ce} (Ce, La, Pr и др.). Близость спектрального состава этих максимумов с фотолюминесценцией Ce^{3+} в апатитах подтверждает эту закономерность;

в) различие термолюминесцентных свойств акцессорных апатитов связано с селективным составом TR в них и может быть использовано для геохимической корреляции апатитосодержащих пород.

А.А.Кузь
СКГУ

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦА, КАЛЬЦИТА И ПИРИТА.

1. С разной степенью детальности исследовалось более трехсот образцов минералов двадцати месторождений и рудопроявлений различных генетических типов, расположенных в пределах Тургайского прогиба.

2. В докладе освещены вопросы зависимости габитуса кварца, пирита, кальцита от физико-химических и динамических условий образования их. Приводятся случаи гиперморфии и гипоморфии кристаллов.

3. Грани кристаллов вышеотмеченных минералов обладают сложным макро- и микрорельефом, обусловленным процессами растворения и роста. Наблюдаются бугорки роста, незаконченные слои роста, штриховка и наросты, борозды по трещинам спайности и разнообразные фигуры травления. Характер микрорельефа отражает историю развития кристалла и является одним из критериев для восстановления условий минералообразования.

4. Все пробы проанализированы на элементы-примеси. Полуколичественным спектральным анализом, кроме постоянных элементов-спутников, в кварце установлены Be , V , Na , Mo , Ag , Pb , Zn , Cu , Tl . По элементам-примесям можно вполне определенно отнести кварц к тому или иному генетическому типу. Например, высокотемпературный жильный кварц Дрожиловского и Смирновского месторождений содержит Mo , Be , W в незначительном количестве. В образцах кварца пегматитовых жил Челкара наблюдаются повышенные количества Na и TR . В зависимости от состава и количества элементов-примесей находятся и параметры элементарной ячейки минерала. Вышеотмеченная закономерность характерна также для кальцита и пирита.

5. Диэлектрическая проницаемость исследуемого кварца изменяется от 4,6 до 6,2. Диэлектрическая проницаемость кальцита - 6,4 - 7,5. Наши определения подтверждают вывод предыдущих исследователей о том, что ДП можно использовать для выделения стадий рудообразования.

6. Микротвердость (H) колеблется в широких пределах. Отчетливо проявляется понижение H в агрегатах по сравнению с H на гранях и плоскостях спайности кристаллов. Большой разброс микротвердости затрудняет использование ее для установления генетической природы минерала.

7. Отражательная способность (R) пирита замерялась на 30 образцах. Различия R оказались незначительными (отклонение от среднего значения около 1%). Построены кривые дисперсии отражательной способности. Делается вывод, что данный метод не может быть использован для различения пиритов, за исключением отдельных случаев.

8. Сопоставление особенностей минералов позволяет с достаточной уверенностью говорить о принадлежности их к определенному генетическому типу.

МЕЛЕЗИСТЫЙ ЛЮНЕБУРГИТ ИЗ НОВОСЕЛОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(КЕРЧЕНСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

1. Люнебургит - чрезвычайно редкий минерал из класса боратов. Интересной представляется находка его в табачных разновидностях железных руд Новоселовского железорудного месторождения на Керченском полуострове.

2. Люнебургит в виде мелких кристалликов или натечных форм радиально-лучистого строения нарастает на агрегаты сидерита, локализованные в трещинах преимущественно вертикального направления. Выделения люнебургита нередко покрыты налетами и примазками реальгара и аурипигмента.

3. Образцы люнебургита из Новоселовского месторождения характеризуются повышенной железистостью (содержание FeO до 15,3%, MgO - 14 - 19,5%). Характерно несколько пониженное содержание B_2O_3 и повышенное - P_2O_5 . Кристаллохимические формулы по двум химическим анализам: $Mg_{1,95-2,66} Fe_{1,19-0,48} P_{2,11-2,14} B_{1,72-1,67} O_{11} \cdot nH_2O$

4. Закономерность в соотношении Mg и Fe позволяет предположить изоморфное замещение магния железом. Это подтверждается результатами оптического и рентгенографического изучения Новоселовского люнебургита. Показатели преломления исследованного люнебургита несколько повышены ($n_g = 1,567$, $n_r = 1,535$) по сравнению с безжелезистым люнебургитом из других районов ($n_g = 1,557$, $n_r = 1,525$). Расчет дебаеграмм показывает также увеличение значений межплоскостных расстояний по сравнению с эталонным безжелезистым люнебургитом из Люнебурга.

5. Изоморфное вхождение железа в решетку минерала представляет весьма благоприятный случай для оценки Мессбауэровским методом структурного положения замещаемого и замещающего элементов. В данном случае это особенно интересно, т.к. структура люнебургита до сих пор не расшифрована. Образцы в виде порошка исследовались при комнатной температуре на ЯГР спектрометре электродинамического типа. Рассмотрение полученных данных показывает, что:

а) железо в решетке люнебургита в основном находится в двухвалентной форме;

б) ионы железа (и, соответственно, замещаемого им магния) находятся в двух неэквивалентных позициях А и В, отношение числа которых равно $N_A : N_B \approx 2:1$;

в) судя по параметрам мессбауэровских спектров (изомерный сдвиг относительно Fe^{57} в нержавеющей стали $\delta_A = (1,35 \pm 0,02)$ мм/сек, $\delta_B = (1,33 \pm 0,02)$ мм/сек и квадрупольное расщепление $\Delta E_Q^A = (2,95 \pm 0,02)$ мм/сек, $\Delta E_Q^B = (2,33 \pm 0,02)$ мм/сек) ионы железа и магния обладают октаэдрической координацией;

г) в железистом люнебургите присутствует небольшое количество Fe^{3+} , являющегося, вероятно, продуктом окисления октаэдрического Fe^{2+} .

В.С.Лысаков
Институт геологии и геофизики СО
АН СССР

ВЛИЯНИЕ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ НА ПОЛОЖЕНИЕ МАКСИМУМОВ ПОЛОС ТЕРМОСТИМУЛИРОВАННОЙ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ КВАРЦЕВ

I. Ранее нами было высказано предположение, что имеющее место варьирование положения максимумов полос термолюминесценции в синей области спектра связано с тем фактом, что различные авторы исследовали кварц разного генезиса. Для подтверждения зависимости положения максимумов и их интенсивностей соответственно от РТ условий роста и содержания в образцах примесей, участвующих в образовании центров свечения, был исследован ряд кристаллов из двух различных пегматитовых тел. При этом формирование образцов I-3 происходило в гидротермальной стадии (обр. I группы), а формирование обр. 4-5 и 6 соответственно в пневматолитовой и гидротермально-пневматолитовой стадиях (обр. II группы). Условия роста исследуемых кристаллов, значения величин интенсивностей термолюминесценции ($I_{\lambda m}$) и положения их максимумов сведены в таблицу.

№ обр.	Р и Т условия роста атм °С	Содержание AI (вес. %)	λ_m отн. ед.	Расположение max (нм)
1	430 460	0,3676	6,5	444
2	260 400	0,2915	4,8	447
3	40 240	0,2742	4,7	459
4	730 540	0,1466	35	447
5	1290 700	0,1325	23,5	Размытый максимум
6	1360 720	0,1105	14,5	"Двойной" при 421 и 397

2. Анализ данных, приведенных в таблице, позволяет отметить, что по мере повышения температуры и давления происходит сдвиг положения максимумов полос термолюминесценции образцов I группы в коротковолновую область спектра. Аналогичный сдвиг с искажением максимумов, вплоть до их раздвоения наблюдается и для образцов II группы, что можно связать с повышенными Р и Т при их кристаллизации. Отмечается также изменение интенсивности полос термостимулированной люминесценции кварцев по мере изменения в них содержания алюминия, принимающего участие в образовании центров свечения.

3. Полученные результаты подтверждают высказанное предположение о связи положения максимумов полос термолюминесценции тех или иных кристаллов кварца с условиями их формирования.

В.К.О в ч а р е н к о
ИМР МГ УССР

ТЕРМО - Э.Д.С. И ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ НЕКОТОРЫХ ИЛЬМЕНИТОВ УКРАИНЫ

I. Изучение электрофизических свойств минералов-полупроводников может дать в ряде случаев интересные результаты для выяснения физико-химических условий образования минера-

лов, генетических особенностей отложений, источников поступления материала и т.д.

2. Нами изучены термо-э.д.с. и электропроводность ильменита одной из россыпей, связанных с корой выветривания в северной части Украинского щита. Замеры производились на большом числе зерен размером 0,25 - 0,5 мм.

3. Ильмениты изученной россыпи распределяются в трех довольно узких интервалах значений коэффициента термо-э.д.с. (α) и электропроводности (β), средневзвешенные величины которых, а также концентрации носителей зарядов (n_e, n_p) приведены в таблице.

α , мкв/град	β , ом ⁻¹ см ⁻¹	n_e , см ⁻³	n_p , см ⁻³	n_e/n_p
$3,3 \cdot 10^{-5}$	$9 \cdot 10^{-4}$	$2,05 \cdot 10^{15}$	$3,58 \cdot 10^{15}$	0,57
$8,7 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$1,17 \cdot 10^{15}$	$1,96 \cdot 10^{15}$	0,60
$1,27 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$0,48 \cdot 10^{15}$	$0,77 \cdot 10^{15}$	0,62

Исследованные образцы обладают смешанной проводимостью, причем концентрация дырок выше концентрации электронов. Три значения электрофизических параметров соответствуют, по-видимому, трем разновидностям ильменита этой россыпи. Поскольку ильменит претерпел в гипергенных условиях довольно слабые изменения, эти разновидности, скорее всего, связаны с различными источниками сноса материала и отличаются особенностями внутреннего строения или состава.

4. По данным Е.В.Францессон термо-э.д.с. ильменитов находится в обратной зависимости от содержания в них окисного железа. С этим согласуется отсутствие заметной термо-э.д.с. в сильно измененных ильменитах с преимущественным содержанием окисного железа из прибрежно-морских третичных отложений одного россыпного месторождения Украины.

5. Проведенные нами опыты по обработке изученного ильменита в окислителях и восстановителях показали, что даже при незначительном окислении образцов коэффициент термо-э.д.с. увеличивается на 8-15 мкв/град, а при обработке восстановителем - уменьшается.

6. Природа донорных и акцепторных уровней в ильмените представляется сложной и требует дальнейшего изучения. Вероятно, определенную роль играет соотношение присутствующих в кристаллической решетке ионов закисного и окисного железа.

М.С. П л а с т и н и н а

РЕНТГЕНОВСКОЕ И ИК-СПЕКТРОСКОПИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ СИНТЕТИЧЕСКИХ СЛЮД.

1. Методами рентгенографии и ИК-спектроскопии исследовались синтетические слюды типа фторфлогопита с изоморфными замещениями в октаэдрических, тетраэдрических и межслоевых положениях.

2. Установлено, что независимо от природы межслоевого катиона синтетические слюды являются триоктаэдрическими фторфлогопитами политипной модификации IM с совершенной структурой и довольно строгой упорядоченностью вдоль осей "а", "b" и "с".

3. Для синтетических слюд типа фторфлогопита с одно- и двухвалентными межслоевыми катионами различная степень замещения кремния на алюминий отражается на положении основной полосы валентных колебаний Si - O связи. Присутствие Al^{3+} в октаэдрах для триоктаэдрических структур может идентифицироваться по появлению полосы поглощения в области $500-530 \text{ см}^{-1}$.

4. Показано, что изоморфные замещения не только в первой координационной сфере, но и во второй оказывают значительное влияние на частоту кремнекислородных колебаний в области 1000 см^{-1} . Подтверждается интерпретация этой полосы, данная А.Н.Лазаревым, согласно которой она относится к перпендикулярному колебанию типа $\nu SiO^-(A_1)$

О МИКРОТВЕРДОСТИ СУЛЬФИДОВ ЖЕЛЕЗА ИЗ УГЛЕЙ
ДЗЕРЖИНСКОГО РАЙОНА ДОНБАССА

1. Работы различных исследователей показали, что преобладающее количество ртути в углях связано с включениями дисульфидов железа. В связи с этим выяснение генетических особенностей последних представляет значительный интерес.

2. По формам нахождения и генезису установлено два различных типа дисульфидов железа: диагенетический и эпигенетический. Диагенетические сульфиды железа образуют согласные линзовидные стяжения и желваки. Представлены они колломорфным скрытокристаллическим, а также тонкокристаллическим пиритом и марказитом. Характерны коллоидные и метаколлоидные структуры. Эпигенетический сульфид железа представлен тонкокристаллическим пиритом гипидиоморфнозернистой структуры. Приурочен он преимущественно к выделениям сульфидов железа первого типа, где образует секущие прожилки и цемент в брекчиевидных агрегатах.

3. Проводилось измерение микротвердости сульфидов железа из углей каменской и алмазной свит среднего карбона на участке западного замыкания Горловской антиклинали. В результате обработки экспериментальных данных с применением методов математической статистики установлено, что различные генетические типы сульфидов железа отличаются по величине микротвердости. Микротвердость диагенетического сульфидов железа колеблется в широких пределах (от 200 до 1270 кг/мм²) и вариационная кривая ее распределения имеет сложный характер. Колебания микротвердости связаны с различной степенью раскристаллизации колломорфных разностей, с увеличением которой твердость возрастает. Эпигенетический пирит обладает более высокой микротвердостью (1054-1690 кг/мм²). Среднее значение ее для пирита в прожилках - 1377 кг/мм², в брекчиевидных агрегатах - 1370 кг/мм². Распределение значений микротвердости подчиняется нормальному закону.

4. Данные о микротвердости сульфидов железа в сочетании со структурно-текстурными особенностями могут служить дополнительным критерием при установлении условий их образования, что имеет важное значение для выяснения генезиса ртути в сульфидах железа и углях.

К.К.Христоворов
ИГГД АН СССР

ИНФРАКРАСНЫЕ СПЕКТРЫ РОМБИЧЕСКИХ ПИРОКСЕНОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

1. Изучены ИК-спектры ромбических пироксенов (46 образцов) из пород гранулитовых комплексов алданского (Центральная часть Алданского щита, Восточные саяны, Балтийский щит Кольская серия) и лапландского (Лапландские и Сутомские гранулиты) типов. Целью исследования являлось определение степени влияния изоморфизма железа и магния, а также структурного положения алюминия и его количества в каждой структурной позиции на характер и положение полос в ИК-спектрах ромбических пироксенов.

2. При анализе ИК-спектров в качестве исходного было принято положение о том, что изоморфные замещения в различных координационных позициях структуры силикатов оказывают влияние на положение всех полос и невозможно однозначно связывать определенную полосу с определенным колебанием групп атомов в силикатах.

3. ИК-спектры ромбических пироксенов сняты в области $1200-200 \text{ см}^{-1}$. Образцы готовились прессованием таблеток из бромида калия (KBr) (2 мг образца + 500 мг KBr). Спектры регистрировались на спектрометре:

UR - 20 фирмы Цейсс в области $1200-400 \text{ см}^{-1}$ и

Perkin-Elmer в области $500-200 \text{ см}^{-1}$.

4. По характеру ИК-спектров изученные ромбические пироксены можно разделить на две группы: а) с четырьмя полосами в области $600-800 \text{ см}^{-1}$ и усложнением тонкой структуры полос в области $880-890$ и $1000-1100 \text{ см}^{-1}$; б) с тремя полосами в области $600-800 \text{ см}^{-1}$ и без усложнения тонкой структуры полос в области $880-890$ и $1000-1100 \text{ см}^{-1}$.

Это деление на группы хорошо согласуется с результатами рентгенометрических исследований - образцы с меньшими размерами ячейки, кристаллизующиеся в условиях высоких давлений, относятся к первой группе, а образцы с большими размерами ячейки, кристаллизующиеся в условиях низких давлений - ко второй.

5. Для изученных ромбических пироксенов выделены характеристические полосы, положения максимумов которых зависят от содержания Al^{VI} и Fe: 1030-1080, 720-780, 540-580, 500-530, 440-470, 380-410, 340-360 cm^{-1} . Для этих полос решены уравнения типа $\nu = \nu_{ср} + A \Delta Al^{VI} + B \Delta Fe$. Увеличение количества железа сдвигает максимум полосы поглощения в длинноволновую область, а увеличение количества октаэдрического алюминия - в коротковолновую область.

6. Зависимость положения максимумов поглощения отдельных полос от различных компонентов дает возможность в дальнейшем предложить способ определения количества Fe, а также распределение Al по структурным позициям, исходя из полученных ИК-спектров ромбических пироксенов.

Ю.Н.Ш в ы д к и й
ИГН АН УССР

К МИНЕРАЛОГИИ ТОНКИХ ФРАКЦИЙ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ЗАКАРПАТЬА

I. Четвертичные отложения Западного Закарпатья имеют повсеместное распространение и представлены различными генетическими типами, из которых наибольшим развитием пользуются аллювиальные, делювиально-пролювиальные и элювиальные образования. С целью детального изучения минерального состава четвертичных отложений, а также выработки критериев для их стратиграфического расчленения автором были изучены глинистые минералы и их ассоциации, содержащиеся в тонких фракциях пород различного генезиса.

2. В результате изучения тонких фракций четвертичных пород с помощью термического, рентгеноструктурного и электронномикроскопического анализов установлено, что в них содержатся, главным образом, такие глинистые минералы, как каолинит, галлуазит и гидрослюда. В качестве примесей присутствуют иногда монтмориллонит и хлорит.

По комплексу глинистых минералов четвертичные отложения четко отличаются от подстилающих их пород чопской свиты верхнеплиоценового возраста с преимущественно монтмориллонитовым составом тонкой фракции, а также от пород неогенового возраста, в тонких фракциях которых также преобладает гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав глинистых минералов.

3. Основным глинистым минералом четвертичных отложений западного Закарпатья является каолинит, который развит во всех генетических типах четвертичных образований и представлен минералами единого генезиса как в областях формирования (зоне гипергенеза), так и в областях седиментации осадка. Галлуазит является сопутствующим каолиниту глинистым минералом, однако развит он *in situ* лишь в местах распространения эффузивных пород основного состава (базальты Выгорлат-Гутинской гряды), а в переотложенном виде - в различных генетических типах четвертичных отложений. Гидрослюда имеет повсеместное распространение, но в аллювиальных отложениях Чоп-Мукачевской впадины представлена двумя генетическими разновидностями - удлиненно-пластинчатой и изометрично-пластинчатой, в то время, как во всех других генетических типах четвертичных отложений наблюдается только одна изометрично-пластинчатая разновидность.

4. Характер ассоциаций глинистых минералов разновозрастных четвертичных отложений, залегающих на разных геоморфологических элементах, сравнительно однообразен. В аллювиальных отложениях, выполняющих Чоп-Мукачевскую впадину и являющихся серией наложенных друг на друга аккумулятивных толщ, ассоциации глинистых минералов образуют 4 идентичных комплекса, отвечающих комплексам, выделенным по гранулометрическому составу и находящимся в прямой зависимости от из-

менений условий выветривания и осадконакопления (самый грубозернистый материал характеризуется содержанием почти мономинеральной фракции каолинового состава, в то время, как более тонкий материал аллювиальных отложений содержит в своих тонких фракциях преобладающее количество гидрослюдистых и галлуазитовых минералов),

5. Результаты анализа тонких фракций четвертичных отложений Западного Закарпатья дают возможность проследить характер минералообразования в зоне гипергенеза в областях, являющихся районами формирования современного элювия, а также в области седиментации, которой на протяжении всего четвертичного периода является Чоп-Мукачевская впадина, и установить закономерности образования, переноса и накопления глинистых минералов в последний этап геологического развития этой территории.

Д.И.Ю р ь е в , В.К.К у д е л я

ЗАВИСИМОСТЬ ПОЛУПРОВОДНИКОВЫХ СВОЙСТВ ГАЛЕНИТА ОТ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ.

1. В реальных кристаллах всегда содержатся элементы-примеси, захваченные во время кристаллизации. Эти примеси образуют химические дефекты, занимая в решетке междоузловое положение или замещая атомы в кристаллической решетке. Если валентность примесного атома больше валентности атома основной решетки, то примесь является донором, а если меньше - акцептором. Атомы, внедрившиеся в междоузлия, всегда выполняют роль доноров.

2. Глубоким донорным действием обладают галогены (Cl, Br, J), с помощью которых удастся увеличить концентрацию носителей в галените до $2 \cdot 10^{20} \text{ см}^{-3}$. Элементы Y группы (Bi, Sb), замещая свинец, также действуют как донорная примесь, создавая концентрацию носителей до 10^{20} см^{-3} . Донорное действие на сульфид свинца оказывают Au, As, In, Mo, Sn, W, Ta, Zn, Al, Ga, Mn, U, Nb, Ti, однако механизм действия этих примесей не изучался.

В качестве доноров могут выступать также ионы Cu , находящиеся в междоузлиях, и Fe .

3. В роли акценторных примесей, способных создавать концентрацию дырок до $1.5 \cdot 10^{20} \text{ см}^{-3}$, могут быть Na, Li, Tl . Акценторные уровни создает также серебро, действие которого обнаруживается по величине термо-э.д.с.

4. Аналогично избыточным атомам S ведут себя их аналоги O, Te, Se , которые могут занимать узлы в подрешетке серы. Их присутствие приводит к устойчивой проводимости p -типа при концентрации дырок до $4 \cdot 10^{18} \text{ см}^{-3}$.

5. В отличие от галогенов, увеличение содержания элементов II - IV групп в галените приводит к меньшей концентрации носителей, чем должно было бы быть из расчета одного носителя на один атом примеси. Это связано, по-видимому, с образованием самостоятельных минералов, которые, являясь электрически нейтральными, не оказывают влияния на полупроводниковые свойства сульфида свинца. Кроме того, исследования температурной зависимости термо-э.д.с., электронпроводности и коэффициента Холла показывают, что концентрации носителей в галените, как правило, слабо зависят от температуры в широкой области температур и концентраций примеси. Данный факт объясняется тем, что энергетические уровни большинства примесей сливаются с краем соответствующей зоны.

6. В отдельных образцах халькогенида свинца наблюдается увеличение отрицательной термо-э.д.с. с ростом содержания донорных примесей, что свидетельствует о смешанной области проводимости при комнатной температуре. В случае примесной проводимости увеличение концентрации примесей приводит к уменьшению коэффициента термо-э.д.с.

7. Зависимость термо-э.д.с. галенита от присутствия той или иной примеси можно использовать для прогнозных целей при поисково-разведочных работах. В таблице приведены модальные значения термо-э.д.с. галенита из месторождений различных минералогических типов.

Преобладающий состав руд	$W-Pb-Zn$	$Sn-Pb-Zn$	$Pb-Zn-As-Au$	$Pb-Zn-Mo$	$Pb-Zn$
Термо-э.д.с., мкв.град. $^{-I}$	-220	- 350	- 480	- 580	- 620

Пользуясь этой зависимостью представляется возможным ориентировать поисковые работы на золото, молибден, олово, редкие и другие металлы.

А.К. Августов
ИМР МГ УССР

**ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ
АНОМАЛИЙ ПРИ ПОИСКАХ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ
(на примере Бегайского рудного поля)**

1. Одной из основных задач геохимических поисков по эндогенным ореолам рассеяния является интерпретация геохимических аномалий с точки зрения их связи со скрытым оруденением, т.е. установление природы геохимических аномалий. Для успешного выполнения этой задачи необходимо проведение методических работ по изучению параметров эндогенных ореолов известных и хорошо разведанных рудных тел с целью установления их индикаторов и поисковых критериев.

2. Индикаторами барит-полиметаллического оруденения на Бегайском месторождении служат:

а/ Положительные геохимические аномалии, в которых совместно проявлены повышенные содержания основных рудообразующих /барий, цинк, мышьяк/ и сопутствующих /медь, серебро, молибден, сурьма, ртуть и вольфрам/ элементов, образующих достаточно обширные и протяженные эндогенные ореолы рассеяния;

б/ Отрицательные аномалии некоторых петрогенных элементов /кальций, магний, цирконий/, создающих не менее обширные и весьма контрастные ореолы выщелачивания вокруг рудных тел.

3. Критериями, позволяющими производить разбраковку геохимических аномалий, являются их элементный состав, морфология и размеры и зональность строения. Последняя выявляется путем изучения пространственного размещения аномальных содержаний элементов, а также количественных и корреляционных соотношений между элементами в аномалиях.

4. В пределах рассматриваемого рудного поля нами выявлено ряд участков с аномальным содержанием основных рудообразующих и сопутствующих элементов. Сопоставление характеристик выявленных аномалий, с учетом их геолого-структурной позиции, с параметрами эндогенных ореолов изученных рудных тел показало, что

Большинство аномалий относится к разряду надрудных ореолов скрытых рудных тел. Проведенные позднее буровые работы на отдельных участках развития аномалий подтвердили наличие здесь скрытого на глубине оруденения.

5. Применение и оперативное использование при интерпретации геохимических аномалий, отмеченных геохимических индикаторов и критериев барит-полиметаллического оруденения в сочетании с геологическими данными позволит значительно повысить эффективность геолого-поисковых и разведочных работ.

О.В.Бабенко, Г.И.Гнатенко, В.Б.Коваль

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ УРАНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ПРОВИНЦИИ ДОКЕМБРИЯ

1. В рассматриваемом нами месторождении урановое оруденение связано с процессами натриево-карбонатного метасоматоза, локализованными в пределах средней и верхней свит железорудной серии. Эти породы развиты в ядре и на крыльях синклинали около крупного поперечного перегиба последней, выраженного в нырянии синклинали. Средняя, собственно железорудная свита сложена выдержанными по простиранию горизонтами кристаллических куммингтонитовых, куммингтонит-биотитовых и биотитовых сланцев, магнетитовых, магнетит-гематитовых и гематитовых кварцитов, роговиков и джеспилитов. К этой же свите приурочены богатые гематит-магнетитовые железные руды. Верхняя, доломит-кварцито-сланцевая свита сложена микросланцами, графитовыми сланцами, доломитовыми и диопсидовыми кварцитами.

2. Для выяснения стадийности и физико-химических условий образования метасоматитов были проведены детальные петрографические, минералогические и баро-термометрические исследования (гомогенизация отдельных включений, декрепитация, кринометрия).

3. Наметилась следующая генетическая схема образования месторождений данного типа:

а) Стадия раннего щелочного метасоматоза характеризуется развитием албитов по кварц-биотитовым гнейсам и сланцам, и щелочных пироксенов и амфиболов по обогащенным железом породам.

Средняя температура протекания процессов этой стадии 420°C , максимально высокая температура до 580°C .

Альбитит этой стадии серого цвета, развивается в виде криптозернистых масс или мелких пластинчатых индивидов, Ab (№ 3-10) расположенных перпендикулярно к первичной сланцеватости, розетковидных или беспорядочно ориентированных. Под микроскопом отчетливо заметна загрязненность альбита пелитоморфным веществом, повторяющим первичную сланцеватость пород (Ab № 0-3, $2V = +85-86^{\circ}$)

б) Стадия позднего щелочного метасоматоза выражается в перекристаллизации ранних альбититов с развитием красных мелкозернистых и пластинчатых разновидностей. Альбит этой стадии почти не содержит пелитоморфного вещества, имеет идиоморфные призматические очертания и при том же содержании альбититовой молекулы (Ab № I-3) имеет угол $2V = +75-77^{\circ}$.

Температурный интервал этой стадии от 360 до 250°C . В нижней точке температур происходит его перекрытие со стадией карбонатного метасоматоза. С метасоматическими процессами этой стадии связано отложение уранинита и силикатов урана.

в) Стадия карбонатного метасоматоза выражается в карбонатизации роговиков, эггизированных пород и эгиринитов, мраморизации доломитов, сопровождается переотложением альбита и щелочных амфиболов с образованием глаукофана, кроссита и других волокнистых амфиболов. По периферии железо-карбонатных пород развивается акмит. Средняя температура этой стадии 250°C .

г) Кварцевый метасоматоз приводит к образованию окварцованных пород и вторичных кварцитов. С этим же периодом связано образование жильного кварца с сульфидами и коффицитом. Средняя температура этой стадии порядка 140°C .

4. Изучение индивидуальных газово-жидких включений указывает на высокое содержание в них углекислоты (до 90 вес. %). Под влиянием остаточного давления большая часть ее находится в жидком виде, что обуславливает сложный трехфазовый состав включений.

Определенное по плотности углекислоты давление (в период образования минералов) колеблется в пределах $1500-2200$ атм.

5. Высокие содержания углекислоты, судя по определениям из других месторождений и литературным источникам, являются характерной чертой урановых месторождений. Вместе с катионами калия, натрия, магния и кальция она обуславливает миграцию урана в виде сложных уранил-карбонатных комплексов. Диссоциация углекислоты регулирует окислительно-восстановительный потенциал системы.

МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ТОКОВСКИХ ГРАНИТОВ

1. Токовские граниты образуют тело сложного строения значительной площади в нижнем течении р. Каменки /Среднее Приднепровье/. Эти граниты находятся в пассивном контакте с осадочно-вулканогенными толщами, что, возможно, объясняется их довольно древним возрастом (2700 млн. лет, по циркону).

2. Типичным токовским гранитом считается розово-красный и красный порфиоровидный, иногда среднезернистый гранит. В порфиоровидных разностях размер вкрапленников достигает 4 см, размер зерен основной ткани породы - 1,5-2 мм. Текстура гранита массивная, порфиробласты распределены равномерно. Минеральный состав /в %/: альбит-олигоклаз - 30-35, микроклин - 30-35, кварц - 25-30, биотит - 3-4, апатит, циркон, флюорит, гранат, сфен, молибденит, пирит, эпидот, кальцит.

3. Нижнее течение р. Каменки проходит по зоне разлома в токовских гранитах, названного Каменским. О зоне разлома свидетельствуют многочисленные крупные зеркала скольжения, дайки диабазы, располагающиеся субпараллельно простиранию разлома, и, наконец, именно здесь развита интенсивная гидротермальная деятельность, выразившаяся в образовании многочисленных жил кварца, эпидота, участков окварцевания, эпидотизации, грейзенизации, альбитизации. К этой зоне приурочены штокверки сульфидов, шлиры кварца с молибденитом, халькопиритом, борнитом, пиритом, флюоритом, многочисленные трещины, выполненные крупными (до 1 см) октаэдрическими зернами магнетита.

4. Вблизи дайковых диабазов и зоны контакта токовских гранитов с амфиболитами Соленовской синклинали отмечаются своеобразные роговообманково-альбитовые породы, представляющие собой продукты натрового метасоматоза. С этими породами связан ряд редких и рассеянных элементов. Спектральными анализами установлено повышенное содержание стронция, бария, лантана и церия в токовских гранитах. В порфиоровидных розово-красных (неизмененных) гранитах отмечается повсеместное повышенное содержание свинца от 0,001 до 0,01%, в среднем - 0,0065%; галлия соответственно - 0,001-0,01%, в среднем - 0,004%; стронция - 0,03 - 0,3%, в среднем - 0,08; бария - 0,06 - 1%; в среднем - 0,29%.

Измененные разности токовских гранитов

показывают повышенные содержания тех же элементов, но отдельные разновидности содержат их гораздо больше. Так, содержание свинца в два раза больше (0,011) в среднезернистых красных, розовых, серо-розовых гранитах и в четыре раза (0,022%) больше в серых гранитах.

В жильных и метасоматических образованиях в токовских гранитах отмечается повышенное содержание таких элементов, как молибден (0,0003-0,1%).

В кварцевых жилах изредка встречаются гнезда борнита, халькопирита и медной зелени с содержанием меди до 3%.

Повышенное содержание свинца отмечается в сульфидизированных породах (от 0,003 до 0,05%, в среднем - 0,015%).

Рассматривая содержание отдельных элементов в минералах, выделенных из неизмененных токовских гранитов, можно отметить, что никель накапливается в основном в сульфидах (0,02%), молибден обнаружен в калишпатах и магнетите (0,003%), свинец в сульфидах (0,06%), стронций в эпидоте сфене, апатите - до 0,6%, барий - в калишпате - 1-3%.

А.Н. В и н о г р а д о в, Г.В. В и н о г р а д о в а,
К.Г. Л о х о н я

Геологический ин-т Кольского филиала АН СССР

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГАЛЛИЯ В ЧАРНОКИТАХ И ГНЕЙСАХ КАНДАЛАКШСКОГО БЕРЕГА БЕЛОГО МОРЯ.

1. Побережье Белого моря между Кузреккой и Порьей губой сложено гнейсами и кристаллическими сланцами порьегубской толщи гранулитовой формации (Беляев, 1968) и разнообразными гранитоидами чарнокитовой серии. Среди них выделяются четыре группы пород: равнозернистые гиперстеновые и гиперстен-амфибол-биотитовые граносиениты, гранодиориты и кварцевые диориты островского типа (комплекс палингенных чарнокитов); порфиоровидные гранат-гиперстен-биотитовые меланократовые адамеллиты и гранодиориты умбинского типа (комплекс интрузивных чарнокитов); порфиоровидные гранат-биотитовые адамеллиты, биотитовые граносиениты и граниты кузреченского типа; порфиоровидные лейкократовые гранат-биотитовые граниты. Предполагается, что две последних группы генетически связаны с комплексом интрузивных чарнокитов.

Породы	Число анализов	Содержание Ga в г/т		$\frac{Ga \cdot 10^4}{Al}$ ат	
		среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний
Гнейсы и кристаллосланцы порьегубской толщи	18	11	4-20	0,52	0,16-1,49
Гиперстенновые и гиперстен-биотитовые гранодиориты островского типа	3	12	10-13	0,55	0,44-0,62
Порфиroidные гранат-гиперстен-биотитовые гранодиориты умбинского типа	7	14	12-17	0,66	0,47-0,79
Порфиroidные гранат-биотитовые и биотитовые граносиениты и граниты кузреченского типа	7	18	15-19	0,93	0,82-1,03
Лейкократовые гранат-биотитовые граниты	2	18	15-21	0,96	0,83-1,10
Пегматиты и микроклиновые метасоматиты	4	16	13-19	0,82	0,66-0,94

2. Содержание Ga определено методом количественного спектрального анализа в 45 средних пробах главных разновидностей гнейсов и гранитоидов (табл.). Для гнейсов характерны большие колебания в содержании Ga - от 4 до 20 г/т (коэфф. вариации 25%), в гранитоидах распределение Ga более равномерное (коэфф. вариации 10%), близкие к кларкам для средних и кислых пород СССР (Борисенко, 1959). Содержание Ga в гранитоидах возрастает по мере уменьшения меланократовости пород, при этом намечается отрицательная линейная корреляция между содержаниями в породе галлия и железа ($r = -0,49$), галлия и алюминия ($r = -0,52$), и положительная корреляция между содержанием

галлия и коэффициентом аргитности ($r = +0,75$). Во всех случаях с 95% доверительной вероятностью значимым является $r = -0,46$. Отношение $\frac{Ga \cdot 10^4}{Al}$ закономерно возрастает с увеличением щелочности пород и их лейкократовости от 0,4 в островских гранодиоритах до 1,1 в лейкократовых гранат-биотитовых гранитоидах галлий ведет себя как элемент более щелочной, чем алюминий. К такому же заключению можно придти при сравнении ионных потенциалов Ga и Al (Щербина, 1965), тогда как сопоставление данных о электроотрицательности этих элементов и pH выпадения гидридов из растворов указывает на большую кислотность Ga (Маракушев, 1965).

3. Главным концентратором и носителем Ga в чарнокитах служат плагиоклазы, в которых сосредоточено от 45 до 70% находящегося в породе Ga. Остальная его часть примерно поровну распределена между калишпатом и биотитом, доля других минералов в балансе Ga не превышает 2-3%. По содержанию Ga минералы чарнокитов могут быть расположены в следующий ряд: плагиоклаз > биотит \leq калишпат > амфибол > гиперстен > гранат. Учитывая, что Ga в перечисленные минералы входит, главным образом, на место Al, легко заметить, что находящийся в четверной координации Al замещается предпочтительнее, чем Al в шестерной координации, на что обратил внимание А.А.Маракушев (1965).

И.А.Гаев, О.М.Струева
Трест "Днепрогеология", ИГФМ АН УССР

ЛИСТВЕНИТЫ РАЙОНА ВЕРХОВЦЕВСКИХ АНОМАЛИЙ КАК ИСТОЧНИК ЗОЛОТО-СУРЬЯНО-МЫШЬЯКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

1. В пределах Верховцевских магнитных аномалий, в западном контакте Варваровского массива ультраосновных пород с фидлитовидными сланцами и песчаниками установлены зоны сульфидного оруденения никеля, сурьмы, мышьяка, свинца, цинка и золота.

2. Оруденение было образовано в два этапа. Первый этап связан с метаморфизмом исходных ультраосновных пород и выражается в образовании прожилково-вкрапленных зон сульфидов и арсенидов никеля и кобальта. Во второй этап образовались кварц-

карбонатные прожилковые зоны с сурьмой, свинцом, цинком, мышьяком и золотом. Пространственная связь этого оруденения с каким-нибудь другим вулканическим комплексом пород здесь не установлена. Привнос чуждых для ультрабазитов металлов /золото, сурьма, свинец, цинк/ можно объяснить развитием на участке зон гидротермально-измененных ультраосновных пород, прежде всего - лиственитов.

3. В результате золотоспектрохимического, химического и спектрального опробования лиственитов Грановского участка в них установлены унаследованные от ультрабазитов и привнесенные элементы. Из унаследованных элементов определены никель, кобальт, хром, скандий, ванадий. Никель установлен в количествах от 0,01% до 0,34%, преобладают концентрации 0,02-0,03%. Содержания кобальта колеблются от 0,002% до 0,027%, преобладают концентрации 0,005-0,01%. Содержания хрома достигают 1,0%, наиболее распространены концентрации 0,01-0,06%. Количество скандия составляет 0,001-0,003%, ванадия - 0,001-0,008%.

Наряду с элементами, унаследованными от ультрабазитов, в лиственитах обнаружены элементы, привнесенные более поздними гидротермальными растворами. Из них определены золото, сурьма, мышьяк, цинк. Содержания сурьмы достигают 0,04%, преобладают 0,01 - 0,02%. Цинк установлен в количествах 0,01 - 0,03%, мышьяк - в количествах 0,01 - 0,07. Из 34 спектрохимических проб, отобранных из лиственитов, золото обнаружено в 5 пробах. Содержания его колеблются от 0,06 г/т до 0,5 г/т.

4. Сульфидные оруденения сурьмы, свинца, цинка, мышьяка и золота приурочиваются на Грановском участке к полосе измененных ультраосновных пород, среди которых развиты зоны лиственитизации. Дальнейшее изучение лиственитов Украинского щита имеет важное значение при поисках цветных, редких и благородных металлов.

Е.Б.Г л е в а с с к и й

О КОНТАКТОВЫХ ПИРОКСЕН-МАГНЕТИТОВЫХ РУДАХ МАРИУ-ПОЛЬСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ / ПРИАЗОВЬЕ /

1. Пироксен-магнетитовые руды, в отличие от остальных

железистых образований месторождения, не дают стратиграфически выдержанных горизонтов, а образуют маломощные согласные тела, приуроченные к контактам основных кристаллических сланцев и железистых кварцитов и обычно встречаются на периферии пачек гранитизированных пород указанного состава. Отчетливо устанавливается следующая зональность: основной пироксен-плагиоклазовый кристаллический сланец, обогащенный магнетитом /до 15%/ - собственно пироксен-магнетитовая руда - железистый кварцит, обогащенный клинопироксеном /до 50%/.

2. Рассматриваемые здесь породы средней зоны /мощность до 10 см/ выделяются крупнозернистым сложением и значительным содержанием магнетита. Краевые части ее, сложенные моноклинным и ромбическим пироксеном, сменяются внутрь существенно клинопироксеновой породой, содержащей переменное количество магнетита. Сравнительно редко здесь же отмечается более поздний по отношению к пироксенам существенно альмадиновый гранат, а в переходных от периферических зон участках - реликтовые плагиоклаз и кварц. В центральной части зоны резко преобладает магнетит /70-90%. Он развивается с отчетливым замещением силикатов, главным образом пироксенов. При этом структуры оруденелых пород варьируют от вкрапленных в периферических частях зоны до своеобразных цементных в центральных. Силикаты контактовых образований отличаются от таковых вмещающих пород большей железистостью, а магнетит - включениями ильменита и шпинели, характер которых свидетельствует о структуре распада твердого раствора.

3. Если субстрат пород периферических зон достоверно устанавливается по наличию реликтовых минералов и структур, то в центральной, оруденелой зоне какие-либо признаки исходных пород отсутствуют. Анализ распределения малых элементов во вмещающих и оруденелых породах позволяет утверждать, что субстратом последних были основные кристаллические сланцы. Сравнение химических составов этих пород показывает, что образование руд сопровождалось значительным привносом Fe, Ca и Mg и выносом кремнезема, глинозема и щелочей.

4. Весьма показательной представляется полная аналогия состава элементов, выносимых при гранитизации и привносимых в процессе формирования пироксен-магнетитовых руд. Эта аналогия в совокупности с условиями залегания, минералогическими, химическими и текстурно-структурными особенностями кон-

тактовых образований позволяет предполагать генетическую связь явлений выноса фемических компонентов из гранитизированных толщ с концентрацией некоторой части их в благоприятных условиях в виде упомянутых руд. В пользу такого предположения свидетельствует пространственная связь руд с гранитизированными породами, а также приуроченность их к зонам контактов пород, то есть участкам, наиболее проницаемым для просачивающихся из зон гранитизации восходящих растворов. О составе и кислотно-щелочном режиме этих растворов можно судить лишь косвенно, по смене минеральных парагенезисов исходных пород — реакционными. Поскольку плагиоклазы и маложелезистые пироксены пород субстрата сменяются в реакционных образованиях феррогиперстеном и ферросалитом, а затем гранатом и магнетитом, можно говорить о реакциях замещения сильных оснований более слабыми в последовательности Na_2O , MgO , CaO , FeO , Fe_2O_3 . Такая тенденция /Коржинский, 1955/ типична для растворов повышающейся кислотности, и в этом смысле формирование реакционных пород можно сравнить с образованием скарнов в процессе эволюции растворов ранней постмагматической стадии.

5. Наиболее благоприятной средой для нейтрализации и, соответственно, "разгрузки" просачивающихся растворов были богатые сильными основаниями кристаллические сланцы, которые и послужили субстратом контактовых пород центральной зоны. В железистых кварцитах, содержащих значительные количества соединений / Fe_2O_3 , SiO_2 /, замыкающих ряд возрастающей кислотности, реакции нейтрализации проходили вяло и выразились в основном в смене маложелезистых пироксенов ферросалитом.

Е.Б.Г л е в а с к и й

ПЕТРОГЕНЕЗИС ОБОГАЩЕННЫХ МАГНЕТИТОМ МАССИВНЫХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ
КВАРЦИТОВ МАРИУПОЛЬСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
/ПРИАЗОВЬЕ/

1. Большинство разновидностей железистых кварцитов Мариупольского месторождения принадлежат к группе метаморфизованных

руд. Они сформировались в условиях гранулитовой фации метаморфизма за счет железисто-кремнистых осадков. Судя по отчетливой тонкой слоистости и подобию химического состава этих пород таковому своим слабо метаморфизованным аналогам, метаморфические преобразования происходили без заметного перераспределения рудных компонентов и выразились, главным образом, в перекристаллизации. Существенно иными были условия образования массивных железистых кварцитов, особенности залегания, состава и сложения которых позволяют отнести их к группе метаморфических руд.

2. Массивные железистые кварциты отличаются средне-крупнозернистым сложением, пониженным содержанием силикатов /среднее 5%/ и повышенным - магнетита /до 50%/. Маломощные /первые метры/ пласты их залегают среди тонкополосчатых пироксен-магнетитовых разновидностей и типичны для средней части разреза месторождения. Наиболее часты они в сложно построенных участках /флексурообразные перегибы, зоны интенсивной складчатости/. При этом в керне скважин иногда устанавливается следующая последовательность пород вкрясть простираения: тонкополосчатый железистый кварцит - плитчатые, интенсивно перемятые его разновидности - неяснополосчатый /линзовидно-прерывистополосчатый/ железистый кварцит - массивный железистый кварцит. По мере перехода от тонкополосчатых к массивным железистым кварцитам возрастает количество магнетита и уменьшается содержание силикатов; среди последних лишь в массивных разновидностях устанавливаются гидроксилсодержащие. По преобладанию тех или иных силикатов можно выделить куммингтонит-клинопироксеновые, куммингтонит-двупироксеновые, роговообманково-пироксеновые и др. разновидности массивных железистых кварцитов.

3. Образование этих пород можно объяснить разрушением тонкополосчатых кварцитов в связи с их "нагнетанием" в период складкообразования в области наименьших давлений. Именно этим обусловлены максимальные мощности пластов железистых кварцитов в седловинных частях и центриклинальных замыканиях складок, где создавались благоприятные условия для "нагнетания". Формирование массивных разновидностей происходило в условиях пластичной среды, при этом материал испытывал перемещение, перемешивание и последующую перекристаллизацию. Естественно, что явления течения приводили

к разрушению минеральных частиц породы и являлись как бы катализатором проходивших при этом химических реакций. Этому еще более способствовала мигрирующая в такие участки в соответствии с градиентом давления подвижная /газово-водная/ фаза. Все это резко уменьшало барьер инертности гранулитовых парагенезисов исходных тонкополосчатых кварцитов, и вновь образованные амфиболсодержащие минеральные ассоциации /амфибол-клинопироксен-магнетит-кварц/ характеризуют уже новые термодинамические условия.

Относительно высокое содержание воды в этих участках способствовало явлениям собирательной перекристаллизации, о чем свидетельствует более крупнозернистое сложение /по сравнению с исходными/ массивных железистых кварцитов и неперенное присутствие гидроксилсодержащих силикатов. Водные флюиды являлись, по-видимому, и окислителем, что привело к обогащению рассматриваемых разностей магнетитом за счет окисления железа силикатов.

Б.А.Г о р л и ц к и й, А.Б.Ф о м и н

ЭЛЕМЕНТЫ ГРУППЫ ЖЕЛЕЗА В УЛЬТРАБАЗИТАХ БЕЛОЗЕРСКОГО РАЙОНА

1. В Белозерском районе Ущ распространены межпластовые залежи ультраосновных пород. Наиболее крупным является массив, локализованный в ядре Южно-Белозерской синклинали. Ультрабазиты здесь представлены перидотитами и пироксенитами. Широко развиты продукты их переработки: серпентиниты, актинолиты и тально-карбонатные породы. Последние приурочены к периферийным частям массива. По Н.Д.Соболеву ультрабазиты Белозерского района относятся к ультрафербазитам. Отношение М:Р в них составляет 5,3.

2. Материалом для исследований послужили спектральные и химические анализы, выполненные в лабораториях ИГФМ АН УССР. Средние содержания элементов группы железа в разновидностях ультрабазитов Белозерского района приводятся в таблице.

Породы	Кол-во анализов	Средние содержания, %				
		титана	ванадия	хрома	кобальта	никеля
Серпентиниты	35	0,059	0,005	0,19	0,012	0,17
Пироксениты	9	0,19	0,009	0,12	0,006	0,048
Актинолиты	6	0,18	0,007	0,11	0,005	0,034
Талько-карбонатные	25	0,055	0,004	0,13	0,009	0,14

3. Содержание хрома, кобальта и никеля в ультрабазитах Белозерского района ниже кларков этих элементов для ультраосновных пород по А.П.Виноградову, а титана и ванадия - выше. По сравнению с аналогичными ультрабазитами Среднего Побужья и Западного Приазовья белозерские содержат меньше хрома, кобальта и никеля, но больше титана. Содержание ванадия в них почти одинаково.

4. Изучение распределения элементов группы железа в массиве серпентинитов Южно-Белозерской синклинали показало, что содержание их вкост простирания и по простиранию массива не изменяется. В вертикальном разрезе этого интрузивного тела также не отмечается изменения концентраций указанных элементов. Все это свидетельствует, по-видимому, о крайне слабом проявлении процессов кристаллизационной дифференциации. Условия для образования медно-никелевой минерализации и хромитовых залежей были неблагоприятными и поэтому здесь нельзя ожидать выявления концентраций меди, никеля и хрома. Однако в этих ультрабазитах, как производных базальтовой магмы, возможно выявление концентраций платины.

5. Талько-карбонатные породы, а также актинолититы различных залежей характеризуются почти одинаковыми содержаниями элементов группы железа. Эти породы по сравнению с ультрабазитами, по которым они образовались, содержат меньше хрома, кобальта и никеля, что указывает на вынос этих элементов в процессе гидротермальной переработки ультраосновных пород. В частности, в кварцево-карбонатных жилах с сульфидной минерализацией, которые развиты около массивов ультрабазитов, содержание кобальта достигает 0,1%. Образование актинолититов сопровождалось накоплением титана и ванадия и некоторым выносом хрома, кобальта и никеля.

К ГЕОХИМИИ БАРИЯ И СТРОНЦИЯ В ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ
ПРОЦЕССЕ

1. В основу сообщения положены результаты спектральных анализов точечных проб, отобранных на площади центральной части Курайской ртутнорудной зоны /Горный Алтай/. Ртутное оруденение локализовано среди разновозрастных /от верхнего протерозоя до карбона включительно/, преимущественно карбонатных, реже терригенных отложений и сопровождается окварцеванием, карбонатизацией, аргиллитизацией вмещающих пород.

2. Для выяснения характера рассеяния Ba и Sr в породах района рассчитаны параметры их распределения и коэффициенты парной корреляции в самых различных выборках, часть из которых перечислена ниже. В скобках первая цифра отражает объем выборки, вторая и третья - среднее содержание Ba и Sr в единицах регионального фона: суммарная выборка /8775, 1.000, 1.000/; неизменные карбонатные породы /1781, 0.789, 1.793/; измененные карбонатные породы /1218, 0.992, 1.328/; неизменные терригенные породы /2710, 1.612, 0.812/; измененные терригенные породы /1123, 1.428, 1.017/.

3. В неизменных карбонатных породах Ba и Sr распределены в соответствии с нормальным законом, корреляционная связь между ними отрицательная. Ba также отрицательно связан с Ca, а Sr - с элементами терригенных примесей /Cr, Zr, Ti, V/. Соответственно Ba положительно связан с Zr, Cr, V, Ti, Ni, Cu и Pb, а Sr - с Ca. В процессе гидротермальной переработки карбонатных пород происходит вынос и привнос Ba. Оба элемента здесь распределены в соответствии с логнормальным законом и обнаруживают тесную прямую корреляционную связь. Характерные для неизменных карбонатных пород корреляционные связи Ba и Sr с другими элементами при этом несколько ослабевают, Sr полностью теряет связь с Ca.

4. В измененных терригенных породах распределение Ba и Sr аппроксимируется нормальным законом, связь между ними отрицательная. Ba положительно коррелируется с Zr, Mg, Ti, Pb и отрицательно с Ca. Sr, наоборот, положительно связан с Ca и отрицательно с Zr, Cu, Ni, Cr, Ti. В измененных терригенных

породах распределение Ba и Sr соответствует логнормальному закону, связь между ними положительная. Оба элемента связаны также положительной связью с Ca.

5. На многих ртутных месторождениях Горного Алтая и Кузнецкого Алатау /Акташское, Чаганузунское, Белоосиповское и др. /установлены "ореолы выщелачивания" Ba и Sr. Жилы барита с высоким содержанием Sr нередко фиксируются на расстоянии в несколько сотен метров выше ртутного оруденения.

6. Распределение Ba и Sr в осадочных породах резко различное. Ba в виде слабо растворимого сульфата быстро выпадает в осадок и накапливается в терригенных породах. Растворимость соединений Sr значительно выше и он осаждается вместе с Ca химическим и биогенным путем. В процессе гидротермального метаморфизма Ba и Sr мобилизуются из вмещающих пород и выпадают из растворов совместно в самые последние стадии гидротермальной деятельности. Наличие "ореолов выщелачивания" Ba и Sr на ртутных месторождениях свидетельствует о том, что эти элементы в гидротермальном процессе являются более подвижными чем Hg.

А.Н. Донской, Л.И. Легкая

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ
В ПОРОДАХ УЧАСТКА МАЗУРОВА БАЛКА
/ПРИАЗОВЬЕ/

1. Щелочные породы участка Мазурова балка (Октябрьский щелочной массив) являются комплексными рудами на глиноземе, щелочи, редкие металлы и другие полезные компоненты. Участок сложен серией ультращелочных пород, среди которых преобладают мариуполиты и щелочные пегматиты, составляющие около 90% общей массы пород. Тело щелочных пород состоит из двух жилобразных залежей, разделенных телами безрудных основных пород. На юге обе залежи сливаются в единое тело. В его строении наблюдается определенная вертикальная и горизонтальная зональность. В вертикальном плане фиксируется преобладание процессов натрового метасоматоза /мариуполити-

зации и альбитизации) в верхней залежи и пегматитообразования (натрово-калиевый метасоматоз) в нижней залежи. В горизонтальном плане наблюдается зональное строение пегматитовых тел: обычно они сменяются к периферии пегматоидными, а затем мелкозернистыми мариуполитами. Более поздние по образованию альбититы встречаются, главным образом, в южной части участка, где наблюдается их приуроченность к контакту мариуполитов с пегматитами. Альбититы распространены только в верхней залежи. В верхней части первой залежи наблюдается почти полный разрез коры выветривания щелочных пород.

2. Основными минералами-концентраторами редких металлов на участке являются циркон, пирохлор и бритолит. В связи с общей обогащенностью щелочных пород редкоземельными элементами некоторое их количество концентрируется в пирохлоре, цирконе и некоторых других минералах. Максимальные содержания наблюдаются в породах, являющихся продуктами натрового метасоматоза - мариуполитах. С продуктами более позднего процесса щелочного натрового метасоматоза (альбититами) связан второй тип максимального накопления циркония, гафния, тантала и ниобия. В профиле коры выветривания поведение этих элементов различно в связи с разной устойчивостью минералов-концентраторов. Циркон является устойчивым минералом в процессах выветривания, в связи с чем в коре выветривания наблюдаются даже некоторые его накопления вследствие выноса ряда элементов. Пирохлор обычно покрывается вторичными корочками и растрескивается. В конечном результате на месте пирохлора образуются железо-марганцевые охры, частично сорбирующие ниобий. Тантал при этом полностью выносится. Бритолит является неустойчивым минералом в условиях выветривания, легко разрушается, а редкоземельные элементы выносятся поверхностными водами.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ УРАНА ПО МИНЕРАЛАМ ПАЛЕЗОЙСКИХ
МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД КУЗНЕЦКОГО АЛА-ТАУ

1. На основании изучения более 30 интрузивных массивов региона с привлечением точных количественных определений урана в породах и слагающих их минералах показано, что:

а) магматические породы Кузнецкого Ала-Тау в целом обладают содержаниями урана, близкими к кларковым;

б) в зависимости от геолого-структурной обстановки и геологического возраста интрузивные массивы существенно различаются по радиогеохимическим характеристикам.

2. Установлена зависимость концентраций урана от соотношений главных породообразующих окислов, что позволяет выделять по петрохимическим признакам породы, обогащенные этим элементом. В качестве петрохимических характеристик использованы коэффициенты А.Н.Заварицкого, по которым произведено сопоставление полей a/C_u , b/C_u , c/C_u и s/C_u (где C_u - содержание урана).

3. Интрузивные породы региона систематизированы по принципу преимущественного накопления урана в породообразующих или аксессуарных минералах, основанному на составлении минеральных балансов урана. Доказано, что в породообразующих минералах уран присутствует в рассеянном виде, или формирует субмикроскопические выделения. Изоморфные формы вхождения свойственны аксессуариям. Экспериментально показано, что в первом случае этот элемент является высокоподвижным, а во втором - прочно удерживается в кристаллических структурах минералов-носителей.

4. Значительная доля подвижного урана магматических пород (по отношению к его общему количеству) дает основание утверждать возможность мобилизации его из раскристаллизованных пород поздними гидротермальными растворами. Этот тезис подкрепляется наблюдениями контактово-измененных пород региона.

Li/Rb ОТНОШЕНИЕ В СЛЮДАХ КАК ИНДИКАТОР РЕЖИМА
КИСЛОТНОСТИ-ЩЕЛОЧНОСТИ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

1. Выяснение режима кислотности-щелочности растворов /расплавов/, из которых минералы выпадают в твердую фазу, является весьма важным моментом при изучении условий постмагматического минералообразования и рудоотложения. Решение этого вопроса может осуществляться различными методами, среди которых в последние годы выделился своей относительной простотой и доступностью "геохимический метод", основанный на зависимости поведения элементов, особенно редких, от режима кислотности-щелочности минералообразующих растворов. Метод базируется на известном правиле акад. Д.С.Коржинского, согласно которому увеличение валовой активности кислот в растворах определяет увеличение активности более слабых оснований по сравнению с более сильными; увеличение же щелочности растворов приводит к обратной картине - увеличению активности сильных оснований по сравнению с более слабыми. Как показывают наблюдения над природными объектами вышеуказанное правило вполне приложимо и к магматическим расплавам.

2. С этих позиций рассмотрено изменение величины Li/Rb в слюдах из различных последовательно формирующихся фаций (фаз) гранитов, пегматитов и метасоматитов Коростенского плутона и сделаны заключения о характере кислотности-щелочности среды в момент образования конкретных минеральных парагенезисов магматического и постмагматического этапов становления пород плутона.

3. Показано, что, с одной стороны, в генетически последовательном ряду метасоматических пород Суцано-Пержанской тектонической зоны (гранит слабо микроклинизированный - гранит окварцованный - апогранит I - метасоматит - апогранит II) величина Li/Rb отношения в биотитах проходит через отчетливый максимум, соответствующий апогранитам I (соответственно: 0,26-0,42 - 0,80 - 0,59 - 0,40), и фиксирует собой максимальную кислотность постмагматических растворов. Восходящая и нисходящая ветви кривой Li/Rb отношения отвечают, соответственно, процессу возрастания, а затем спаду их кислотности. Ход кривой

полностью отражает существующие представления Д.С.Коржинского, А.А.Беуса, В.А.Жарикова и др. о характере эволюции постмагматических растворов.

3. Данные по величине Li/Rb отношения в однотипных слюдах разных генераций из отдельных типов метасоматических пород (апогранитов I, метасоматитов I и II, грейзенов) свидетельствуют о многостадийности формирования последних. При этом в каждом типе пород можно выделить минеральные парагенезисы, отвечающие разному режиму кислотности-щелочности среды минералообразования. В результате общий волновой характер изменения кислотности постмагматических растворов как бы усложняется периодичностью более высокого порядка, характеризующей, однако, и в этом случае вначале возрастание, а затем - падение кислотности растворов. Аналогичная "волна кислотности" устанаблюдается в самих гранитах и связанных с ними топазо-морионовых пегматитах. В связи с последним обстоятельством ставится на обсуждение вопрос о возможности рассмотрения всего эндогенного процесса становления интрузивных магматических тел, включая их дериваты, как направленно эволюционирующих систем с многократно повторяющейся периодичностью изменения кислотности-щелочности среды минералообразования. Некоторые опубликованные материалы свидетельствуют в пользу этого предположения.

И.В. И с а к о в а, Г.Л. З а к р е н и ч н а я
ИИР МГ УССР

ОПЫТ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ РТУТИ В ВОСТОЧНОМ ДОНБАССЕ .

1. Одной из задач региональных гидрогеохимических исследований, проводимых в пределах Восточного Донбасса, является оценка перспектив района на ртутное оруденение. Опробовались в основном колодцы и источники по долинам основных рек района, так как отбор проб из поверхностных водотоков исключен ввиду их загрязнения. Определение ртути в воде проводилось дитизонным методом с чувствительностью определений до $1 \cdot 10^{-7}$ г/л по методике И.К.Леушиной и Л.Л.Галкиной (1966). Анализы вы-

полнялись в полевой лаборатории непосредственно после маршрута.

2. В методику нами введены следующие изменения:

а) Для экстракции ртути вместо раствора дитизона в четыреххлористом углероде использовался раствор дитизона в хлороформе, который более устойчив к окислению и воздействию света. Растворимость дитизона в хлороформе в 10 раз выше его растворимости в четыреххлористом углероде.

б) Пробы воды подкислялись до pH среды по серной кислоте, обеспечивающей максимальное извлечение ртути.

в) Повышение чувствительности определения достигалось и за счет увеличения объема пробы до 1000 мл. Соответственно объем экстрагента (раствор дитизона в хлороформе) увеличивали до 10 мл.

3. Обследовано 463 водопункта; примерно в 47% проб ртути обнаружена в содержаниях $1-9 \cdot 10^{-7}$ г/л при фоновом содержании $0,5-1 \cdot 10^{-7}$ г/л.

Интервалы содержаний ртути в природных водах и проценты их встречаемости характеризуются следующей таблицей:

Интервалы содержаний ртути п. 10^{-6} , г/л	Число встреч	Частота встречаемости, %
меньше 1	248	54
1	92	20
2	57	12
3	37	8
4	9	2
5	7	1
6	4	0,8
7	4	0,8
8	2	0,4
9	3	0,6

4. Наиболее интересные аномальные зоны (с содержанием ртути до $6-9 \cdot 10^{-7}$ г/л) приурочены к северному крылу сводовой части Главной Донецкой антиклинали, несколько севернее Сулино-Константиновского надвига, на водоразделе рек Грушевки и Кадамовки в районе сс. Гривенное и Киреевка. Гидрогеохимическая аномалия в верховьях р. Керчик, возможно характеризует

надвиговой тип оруденения, контролируемый указанным на -
двигом. Здесь, помимо содержаний ртути в водах составляющих
 $5-8 \cdot 10^{-7}$ г/л, отмечено наличие меди, свинца, бария и кобаль-
та до $1 \cdot 10^{-3}$ г/л. В районе Персиановского надвига обнаружены
две гидрогеохимические аномалии вблизи с. Аграфеновки и вин-
совхоза "Раздорский" с содержанием ртути в водах до $7-8 \cdot 10^{-7}$
г/л. Гидрогеохимические аномалии подтверждаются, как правило,
наличием киновари и минералов меди, свинца и цинка в шлихах
из аллювия указанных рек.

5. Приведенные данные говорят о перспективности Восточ-
ного Донбасса на ртутное оруденение.

Ю.М. К о п т я х

СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЗАКАРПАТЯ

1. На территории Закарпатья широко развиты месторожде-
ния и рудопроявления свинцово-цинковых и свинцово-цинково-
-медных руд. Они крайне разнообразны по масштабам, характеру
минерализации, условиям локализации, морфологии залежей, во-
зрасту и характеру связей с магматическими породами. Все это
требует выработки четкой систематики их для решения задач
прогнозирования и металлогенических построений.

2. На основании изучения полиметаллических месторождений
и рудопроявлений нами выделены следующие свинцово-цинковые и
свинцово-цинково-медные рудные формации: а) колчеданно-поли-
металлическая и б) полиметаллическая. Основной признак выде-
ления рудной формации - устойчивость минеральных парагенези-
сов и последовательность формирования минеральных ассоциаций
при общности геологических условий образования месторождений
данной формации. В пределах рудной формации выделяются по
вещественному составу минеральные типы.

3. К колчеданно-полиметаллической формации относятся ме-
тасоматические залежи колчеданно-полиметаллических, медно-

-колчеданных и серноколчеданных руд в метаморфизованных вулканических породах Раховского массива и Чивчинских гор (Прилуки, Большая Веснарка, Альбин, Добрия, Балусинов и др.). Главными минералами, слагающими руды, являются пирит, халькопирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, барит, кварц, серицит, хлорит, иногда присутствуют самородное золото, серебро, аргенит, блеклые руды и др.

Месторождения колчеданно-полиметаллической рудной формации повсеместно приурочены к горизонтам вулканогенно-осадочных образований палеозоя, которые превращены в кварц-хлоритовые и кварц-серицит-хлоритовые сланцы. Размещение месторождений и положение отдельных рудных залежей контролируется зонами дробления и интенсивного рассланцевания на крыльях и в ядрах антиклинальных и синклинальных складок. Рудные залежи чаще всего имеют линзовидную форму и сопровождаются широким ореолом окварцевания, пиритизации, хлоритизации и серицитизации. Рудный процесс протекал в несколько стадий. Образование сульфидных полиметаллических руд следует за кварц-пиритовой или кварц-пирит-арсенопиритовой стадией минерализации и завершается формированием кварц-баритовых жил с небольшим количеством сульфидов.

4. Месторождения полиметаллической формации в основном размещаются в пределах Закарпатского внутреннего прогиба, где пространственно и парагенетически связаны с кислым интрузивно-эффузивным комплексом миоценового возраста, и редко - в кристаллических сланцах палеозоя Раховского массива. Среди них можно выделить барит-полиметаллический (Бегань, Раховское и др.), золото-полиметаллический (Береговское) и ртутно-полиметаллический (Баня, Грендэли и др.) минеральные типы. Руды достаточно сложные по составу и формируются в несколько стадий. Главные минералы - сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, марказит, кварц, барит, карбонаты, альбит. Им подчинены бурнонит, самородное серебро и золото, аргенит, халцедон и др. Типо-морфные элементы - примеси в рудах - серебро, золото, ртуть, сурьма. Положение месторождений контролируется зонами глубинных разломов. Рудовмещающие структуры представляют малоамплитудные сбросы, сбросо-сдвиги и зоны повышенной трещиноватости среди осадочно-вулканогенных пород миоцена и кристаллических

сланцев палеозоя. Структурно-текстурные особенности руд, их минеральный состав и характер околорудных изменений — окварцевание, карбонатизация, баритизация, пиритизация, каолинизация — свидетельствуют о малых глубинах и сравнительно невысоких температурах рудного минералообразования.

Ю.М. Коптвх

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ СОВЕТСКИХ КАРПАТ

1. На территории Советских Карпат известны древние доальпийские и альпийские полиметаллические месторождения и рудопроявления. Доальпийское оруденение имеет незначительное распространение и развито только среди палеозойских кристаллических пород Раховского массива и Чивчинских гор. Альпийские полиметаллические месторождения приурочены, в основном, к Закарпатскому внутреннему прогибу и связаны с поздним этапом развития альпийской геосинклинали. Они размещаются, главным образом, среди осадочно-вулканогенных отложений миоценового возраста.

2. Структурно-геологические факторы, контролирующие размещение полиметаллического оруденения в пределах Советских Карпат, можно разделить на две группы — региональные и локальные.

3. К региональным структурным факторам относятся Закарпатский и Берегово-Бая-Марский глубинные разломы, разделяющие основные геоструктуры Закарпатья с неодинаковым режимом тектонического развития. Закарпатский глубинный разлом проходит на сочленении складчатых Карпат и Закарпатского прогиба и контролирует, в основном, размещение полиметаллического оруденения доальпийского и, вероятно, раннеальпийского возраста. К зоне Берегово-Бая-Марского глубинного разлома, проходящего на стыке Закарпатского прогиба и Паннонского срединного массива, приурочен ряд полиметаллических ме-

сторождений, которые в виде цепочки вытянуты вдоль него от района Цыблеш в Румынии до Рудных гор в Чехословакии. Эти месторождения связаны с вулканизмом позднеальпийского этапа развития Карпатской геосинклинали. Оруденение в зонах разломов наблюдается не повсеместно, а приурочено к отдельным их частям, представляющим горстовые поднятия, сопряженные с поперечными дизъюнктивными нарушениями. Эти локальные тектонические структуры контролируют размещение рудных полей и месторождений. Например, Береговское рудное поле расположено в пределах одноименного горстообразного донеогенового фундамента, ртутно-полиметаллические месторождения Вышковского района приурочены к Вышковскому горсту, небольшие свинцово-цинковые проявления бассейна р. Уголька размещаются в Уг.-лянском горсте, где на поверхность выступают палеозойские породы, и т.д.

4. К локальным факторам, контролирующим оруденение, относятся складчатые и разрывные структуры, определяющие пространственную локализацию рудных тел в пределах месторождений и рудных полей. Среди структур, вмещающих полиметаллическое оруденение Советских Карпат, предварительно можно выделить три группы: а) рудные тела в зонах межпластовых срывов и дробления среди кристаллических пород палеозоя (рудопроявления р. Косовки, Прилуки, Балка Рудная и др. (Раховский массив), Балсинув, Ластун, Альбин и др. (Чивчинские горы); б) рудные тела в малоамплитудных сбросах и сдвигах среди осадочно-вулканогенных пород миоцена и кристаллических сланцев палеозоя (месторождения Береговское, Береганьское, Раховское, Кобылецкая Поляна, Баня и др.); в) рудные тела в тектонических трещинах (Береговское месторождение, мелкие рудопроявления района Вышково и Угольки и др.). Наиболее богатое оруденение приурочено к малоамплитудным сбросам и сдвигам.

5. В размещении рудных тел доальпийских месторождений основную роль играют складчато-трещинные структуры, в то время как рудные тела альпийских месторождений локализуются преимущественно в разрывных структурах.

ГИПОГЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ
ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД БЕРЕГОВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА
(ЗАКАРПАТЬЕ)

1. Береговский рудный район расположен в Чопской впадине и приурочен к чопско-вышковскому поднятию донеогенового фундамента Закарпатского прогиба. Оруденение локализовано в игнимбритовых отложениях, среди которых выделяются следующие генетические группы: а) кристаллокластические сильно спекшиеся туфы; б) пламенные или фьямме туфы; в) пемзово-лапиллиевые туфы. Сульфидная минерализация представлена сфалеритом, галенитом, пиритом, халькопиритом, блеклыми рудами и др.

2. Рудная зональность является комплексной, возникшей в результате комбинации двух типов зональности: а) моноасцендентной, проявленной в пределах отложений отдельных стадий минерализации и тесно связанной с температурой; б) полиасцендентной, возникшей в результате неравномерного пространственного распределения продуктов различных стадий минерализации.

3. Обнаруживается четкая вертикальная и горизонтальная зональность полупроводниковых свойств рудных минералов: а) с приближением к поверхности уменьшается отрицательная термо-э.д.с. галенитов вплоть до смены типа проводимости; б) с глубиной увеличивается фото-э.д.с. галенитов; в) термо-э.д.с. пиритов с продвижением вверх вначале увеличивается, а затем - уменьшается; резкая смена знака проводимости пирита на границе мезозоя и миоцена объясняется нами сменой термодинамических параметров гидротермальных растворов, обусловленной различием физико-механических свойств вмещающих диабазов и спилитов, с одной стороны, и игнимбритовых отложений - с другой; г) наиболее ранний пирит II встречается на глубине и в юго-западной части Береговского месторождения; д) по направлению к юго-западу уменьшается абсолютная величина термо-э.д.с. пиритов и халькопиритов.

4. На основании изучения электрофизических свойств минералов установлено, что температура рудообразования меня-

лась в широком диапазоне, однако основная масса сульфидных руд образовалась в пределах 250-390⁰С. Данный вывод подтверждается структурами распада твердых растворов, содержанием железа в сфалерите и декрипитацией газовой-жидких включений.

Основное количество серы было привнесено на первом этапе рудообразования, что привело к интенсивной пиритизации, адунитизации и каолинизации. Парциальное давление серы во время отложения галенита было менее 10⁻⁴ атм, а во время отложения пирита - более 10⁻⁷ атм.

Наиболее высокотемпературные генерации пирита и галенита на Береговском месторождении разобщены в пространстве, при этом пириты тяготеют к юго-западной части месторождения, а галениты - к северо-восточной. Этот факт, очевидно, свидетельствует о различных путях проникновения гидротермальных растворов на первом и втором этапах рудообразования.

5. Факторами, контролирующими оруденение, скорее всего были изменяющиеся давление и температура, а не состав вмещающих пород. Минерализации подверглись те участки, по которым могли циркулировать рудоносные флюиды.

Наличие богатых участков рудных зон, сложные структуры руд, резкие колебания величины термо-э.д.с., телескопирование минеральных ассоциаций - все это говорит о резких колебаниях температуры и давления в ходе рудоотложения.

Ю.А.Кузнецов, О.Г.Сиденко
ИГФМ АН УССР, трест "Ворошиловградгеология"

О ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЯХ НАГОЛЬНОГО КРЯЖА В ДОНБАССЕ.

Золото в Нагольном кряже приурочено к кварц-анкерит-сульфидным жилам и связано большей частью с пиритом, галенитом и лимонитом. Наиболее широкое развитие золотоносные жилы имеют на Бобриковском и Остробугорском участках, в меньшей мере золотоносны сульфидные жилы других полиметаллических рудопроявлений района.

ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГРАНИТАХ ПРИАЗОВЬЯ .

1. Граниты в Приазовской части УКЩ имеют широкое развитие и занимают примерно одну треть территории. Выделяются граниты салтычанской группы (граниты Западного Приазовья), биотитовые граниты анатолийского типа, роговообманково-биотитовые граниты сиенитового комплекса (Восточного Приазовья), альбитизированные и грейнезированные граниты типа с. Екатериновки. В отмеченном выше порядке убывает абсолютный возраст выделенных групп гранитов (от 2100 до 1700 млн. лет).

2. На основании количественных спектральных и химических определений рассмотрена геохимия таких элементов как литий, рубидий (цезий), бериллий, галлий, ниобий (тантал), редкоземельные элементы, скандий, цирконий (гафний), олово.

3. Литий характерен для биотитовых разновидностей гранитов, но максимальные концентрации образует в двуслюдяных, измененных постмагматическими процессами гранитах с. Екатериновки и Каменных Могил. В этих массивах гранитов его распределение подчиняется логнормальному закону. Балансом лития по мономинеральным фракциям установлено, что главными минералами-концентраторами и минералами-носителями лития являются слюды.

4. Рубидий в гранитах Приазовья концентрируется преимущественно в калиевых полевых шпатах, которые играют роль главных минералов-носителей. Минералом-концентратором рубидия (как и лития) являются слюды. Распределение рубидия в гранитах приближается к нормальному закону.

5. Граниты Приазовья резко обеднены бериллием по сравнению с гранитами других районов. Лишь в гранитах типа с. Екатериновки содержание бериллия достигает кларковых значений (0,0005%). Роль концентраторов и носителей Be в этих гранитах играют полевые шпаты, в единичных случаях берилл. Распределение Be в них подчиняется логнормальному закону.

6. Отличительной особенностью рассматриваемых гранитов является повышенная роль в них галлия, концентрация которого всегда превышает кларковые значения (0,0019%), а также постепенное возрастание роли галлия по сравнению с Al с уменьшением возраста гранитов, что использовано нами (Куц, 1969)

для целей корреляции. Роль минералов-концентраторов галлия играют слюды. В обогащенных галлием гранитах с. Екатериновки распределение галлия подчиняется нормальному закону, а в гранитах Каменных Могил его распределение промежуточное между нормальным и логнормальным.

7. Содержание редкоземельных элементов (р.з.э.) в гранитах Приазовья в среднем отвечает кларковым значениям (0,03%). Роль минералов-концентраторов в различных группах гранитов играют разные минералы. В салтычанских гранитах это ортит (сфен), анатолийских - исключительно монацит, гранитах сиенитового комплекса - апатит, сфен, циркон, ортит; гранитах типа с. Екатериновки - ксенотим, циртолит, флюорит (паризит, бастнезит и др. редкие минералы). Дифференциация р.з.э. в выделенных группах гранитов настолько своеобразна, что ряд отношений (церий-лантан, церий-иттрий) могут быть использованы для целей корреляции.

8. Скандий, который вообще не характерен для гранитов, не образует каких-либо концентраций в гранитах Приазовья. Среднее содержание скандия ниже кларкового для кислых пород. Установлено, что главными минералами-концентраторами скандия в гранитах Приазовья являются (в порядке убывания значения) гранаты, цирконы, биотиты, ортиты, а в грейзенах - акцессорные тантало-ниобаты.

9. Цирконий и гафний в количествах, отвечающих кларковым, содержатся в большинстве групп гранитов Приазовья. В раносиенитах их роль резко возрастает. Установлено, что содержание циркона находится в прямой зависимости от содержания циркония в породах, и он играет роль главного минерала-носителя циркония гранита. С понижением возраста гранитов роль гафния по сравнению с цирконием в цирконах из этих гранитов постепенно возрастает.

10. Общей чертой геохимии ниобия, тантала и олова в большей части гранитов Приазовья является отсутствие собственных минералов и концентрация преимущественно в слюдах. Среднее содержание данных элементов в гранитах Приазовья ниже кларковых для кислых пород. Исключение составляют граниты с.Екатериновки, Каменных Могил и с. Ст. Дубовки, содержащие акцессорные тантало-ниобаты и касситерит.

СТРУКТУРНО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОНОСНЫХ БИТУМОВ

1. Органические вещества, содержащие различные металлы, встречаются в терригенных, карбонатных, метаморфических и даже эффузивных породах. Металлоносные битумы представляют собой высокополимеризованные металл-углеродистые соединения, различающиеся между собой по цвету, растворимости в кислотах и органических растворителях, содержанию в них металлов и другим свойствам. Наибольший промышленный интерес представляют твердые, черные нерастворимые битумы, содержащие уран, ванадий, молибден, ртуть, селен и другие металлы.

2. Металлобитумная минерализация изучена в структурах, расположенных в краевых частях древней платформы. Образование металлосодержащих битумов сопровождалось эпигенетическими изменениями вмещающих пород - пиритизацией, окварцеванием, карбонатизацией. Изучение минерального и элементарного состава битумов, их морфологии и геохимических особенностей позволили выделить 4 генетических типа битумов, различающихся по времени образования и содержаниям рудных компонентов. Это доказывает, что битумы занимают определенную позицию в схеме минералообразования.

С.Д.Л е п к и й, Е.Г.С у щ у к

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РАССЕЯННЫХ РАДИОАКТИВНЫХ
ЭЛЕМЕНТОВ В ПЕСТРОЦВЕТНОЙ ФОРМАЦИИ ДОНО-ДНЕПРОВСКО-
ГО ПРОГИБА

1. Изучено распределение радиоактивных элементов: U, Th, K⁴⁰ в песчаниках, алевролитах, глинах неизмененных и эпигенетически измененных частей разреза пестроцветной формации. Установлено, что неизмененные и эпигенетически измененные породы отличаются как по типам распределения в них урана, так и по его средним содержаниям.

2. В неизмененных литологических разностях – песчаниках, алевролитах и глинах – распределение рассеянного урана характеризуется нормальным законом. Для эпигенетически измененных пород функция распределения радиоактивных элементов подчиняется логнормальному закону.

3. Средние содержания тория незначительно отличаются в литологических разностях пестроцветов при переходе от неизмененных пород к измененным.

4. Содержание калия в песчаниках и алевролитах уменьшается при переходе от неизмененных пород к измененным, что хорошо согласуется с данными его содержания для других районов. Наиболее высокие содержания K^{40} приурочены к глинисто-алевритистой части разреза.

5. Экспериментальные исследования по выщелачиванию урана показывают, что металл, находящийся в глинистой части песчаников, легко выщелачивается. Это позволяет допускать перенос некоторой части данного элемента.

В.И. Марус
ИГН АН УССР

ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ПОВЕДЕНИЕ ОСНОВНЫХ РУДОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В УГЛЕКИСЛЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ УКРАИНСКИХ КАРПАТ.

1. Углекислые подземные воды являются сильно насыщенными углекислым газом. Содержание свободной углекислоты в них до-стигает 3,0 г/л. Большая глубина формирования и циркуляции, высокая агрессивность углекислых вод благоприятствует значительному обогащению их различными элементами в процессе углекислотного выщелачивания из больших мощностей различных по составу пород, а также встречающихся рудных тел. Все это позволяет по наличию в углекислых водах основных рудогенных элементов характеризовать исследуемую территорию в целом и предсказать ее перспективы как потенциальной рудоносной провинции.

2. Геохимическая обстановка района выходов углекислых

В связи с разворотом поисково-разведочных работ на россыпное золото в бассейне р. Нагольной вопрос выявления и изучения коренных источников встал в последнее время особенно остро.

В результате изучения представительного количества проб на золото, отобранных из коренных пород и аллювиально-делювиальных отложений района, установлено следующее:

1. Коренное золото в Нагольном криже распространено в более широких масштабах, чем это представлялось ранее. Жильные образования на всей территории района в той или иной мере золотосны.

2. Частота встречаемости проб с повышенным содержанием золота в пределах Южной рудоносной зоны /участки Острый бугор, Ц-Нагольчайский, б.б. Шевцова и Широкая, Дьяковский и Бобриковский/ выше, чем в Северной - участки Есауловский, Семенов бугор, б. Водяная, Ореховский, Греховский, Ульяновский, Нагольно-Тарасовский и Журавский. Если в Южной зоне частота встречаемости проб с содержанием золота от 0,01 до 100 г/т составляет 60,3% /184 пробы из 305 отобранных/, а частота встречаемости проб с содержанием от 0,1 до 100 г/т - 13,4% /41 проба/, то в Северной зоне - 44,4% /122 из 275 проб/ и 3,6% /10 проб/ соответственно. Этот факт, возможно, объясняется тем, что первая стадия рудного процесса в районе /пирит-арсенопирит-золоторудная/, являющаяся, вероятно, наиболее продуктивной для золоторудной минерализации, имела более широкое развитие в Южной зоне /интенсивная арсенопиритизация и пиритизация пород на Бобриковском и Остробугорском участках/. Вторая же стадия /полиметаллическо-золоторудная/ проявлена в обеих зонах и даже несколько интенсивней в Северной.

3. Установлена золотосность интенсивно пиритизированных и арсенопиритизированных песчаников и обеленных песчано-глинистых пород. В отдельных пробах содержание золота достигает до 1-10 г/т. Особого внимания заслуживают данные о золотосности обеленных пород в зонах тектонических нарушений, т.к. при значительной протяженности и мощности последние могут представлять практический интерес.

4. Отрицательный результат получен в результате золотоспектрометрического анализа проб дайковых пород лампрофиро-

вого ряда, расположенных у южной и западной границ района. Незначительное повышение содержания золота /0,01 г/т / зафиксировано лишь в отдельных маломощных дайках пр. Правый и Средний Тузлов.

5. Помимо ореолов рассеяния и отдельных знаков золота в аллювиальных и аллювиально-делювиальных отложениях Нагольного рудного района /бассейн р. Нагольной/, в 10-20 км к юго-западу от него обнаружено новое проявление россыпного золота. В среднем течении р. Миус, у с. Куйбышево в древних галечниках встречены единичные знаки золота /до 6 знаков на шлиховую пробу/.

Наличие золота в отложениях древних террас реки Миус в районе, где интенсивно проявлены дизъюнктивная тектоника и процессы гидротермальной деятельности с образованием кварцевых и кварц-анкеритовых жил, позволяет считать, что как древние, так и современные аллювиальные отложения р. Миус заслуживают постановки поисковых работ на золото.

С.В. Кузнецова

О ПРИЧИНАХ РАЗНООБРАЗИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА РТУТНЫХ И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ЗОНЫ СО- СЧЛЕНЕНИЯ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА И ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

1. Зона сочленения Донецкого бассейна и Днепроовско-Донецкой впадины является районом развития многочисленных свинцово-цинковых и ртутных рудопроявлений, приуроченных к зонам разломов, сопровождаемым соляным диапиризмом. По сравнению с другими рудными районами Донбасса - Никитовским сульфидно-ртутным месторождением и полиметаллическими и золоторудными месторождениями Нагольного края - описываемый район отличается наиболее разнообразной и многочисленной эпигенетической минерализацией (около 70 минералов). Это объясняется рядом факторов, среди которых наиболее важными являются структурные и литолого-петрографические.

2. Структурно-тектоническое положение района в зоне сочленения складчатого сооружения Донецкого края и опуска-

ющейся Днепровско-Донецкой впадины, сложное блоковое строение фундамента и наличие трещинной тектоники глубокого заложения, подновляемой неоднократно на стыке двух регионов с различным режимом развития способствовали неоднократному подновлению активности глубинных источников, что вызывало, в соответствии с процессом развития этих источников, формирование различного типа эндогенной минерализации в приповерхностных слоях Земной коры. Существенную роль играло наличие брахиантиклинальных и купольных пликативных структур (структур-ловушек), осложненных разломной тектоникой, сопровождаемой соляным диапиризмом. Последний выполнял роль проводника из глубоких горизонтов к поверхности литологически разных пород в составе надсолевых брекчий и представлял химически активный фактор, способствующий миграции ряда металлов.

3. В обломочном материале надсолевых брекчий сочетаются различные группы: девонские эффузивы основного и среднего состава со щелочной специализацией и повышенным содержанием некоторых элементов, кварцевые песчаники, аргиллиты и угли карбона, карбонатные породы девона, ангидрит-доломитовые составляющие девонской хомогенной толщи. Такая перемежаемость отличающихся по химическому составу пород содействует максимальному высаживанию рудных компонентов в силу резкой смены кислотности и основности.

4. Наличие битумных проявлений играло роль в переносе минеральных вод и осаждения некоторых металлов.

5. Район зоны сочленения Донбасса и ДДВ является областью разгрузки подземных вод Днепровско-Донецкой впадины, которые несомненно принимали активное участие в переносе и осаждении ряда элементов. Многие пластовые воды обладают высокой минерализацией (в частности, девонские пластовые воды обладают минерализацией, достигающей 285 г/л).

О ПРОЯВЛЕНИЯХ ГАЛЕНИТА
В ВЕРХНЕМ ТРИАСЕ СЛАВЯНСКОГО КУПОЛА.

1. Рудопроявления галенита в пределах северо-западных окраин Донбасса до настоящего времени были широко известны в породах преимущественно палеозойского возраста. Нами встречены проявления галенита в брекчированных породах протоливской свиты верхнего триаса на северо-западной периклинали Славянского купола.

2. Рудовмещающие породы имеют брекчированную структуру и состоят из обломков различной величины, представленных слабо перекристаллизованными мелкозернистыми известняками. Они содержат большое количество угловатых деформированных иногда корродированных агрегатов кварца и, в меньшей мере, сильно дробленных зерен микроклина, разложенного плагиоклаза (с развитыми по нему глинистыми минералами), мелких включений глин и кварцитов. Цемент породы карбонатный, разнозернистый. Обломки известняка, кварца и микроклина залечены и иногда густо пронизаны тонкими прожилками карбонатов, которые представлены в значительной мере анкеритом. Анкерит образует в ряде участков прожилки с шестоватым и друзовидным строением кристаллов и зерен различной величины. Мелкозернистые агрегаты обычно сосредоточены в призальбандовых частях, тогда как средняя часть выполнена шестоватыми кристаллами.

3. Галенит встречен в виде гнезд в цементе и обособленных кристаллах в прожилках анкерита. С ним ассоциирует пирит. Размер выделений галенита составляет от 0,1 до 1-3 и более мм.

4. Положение минерализации галенита в тектонически нарушенных породах и парагенетическая ассоциация (анкерит, кальцит, диксит, горный хрусталь) дают основание полагать гидротермальный генезис этого проявления.

вод на поверхность характеризуется слабокислой или нейтральной средой ($\text{pH}=6-7$), невысокими значениями E_h (+50 +200 мв), отсутствием растворенного кислорода, незначительным содержанием сероводорода (до 1 мг/л), довольно высоким содержанием двухвалентного железа (10-100 мг/л).

3. Изучено геохимическое поведение в углекислых водах следующих элементов: свинца, цинка, меди, ртути, мышьяка, фтора, лития, хрома, никеля, вольфрама, циркона, титана, стронция, железа, марганца и др.

4. Значительные концентрации в углекислых водах таких элементов как ртуть, свинец, цинк, медь позволяют говорить о связи углекислых вод с постмагматической деятельностью и рассматривать их как результат затухающей в современных условиях гидротермальной деятельности. Наличие же в них таких элементов как железо, марганец, стронций, барий, мышьяк и др. говорит о длительном взаимодействии углекислых вод и вмещающих осадочных пород, из которых эти элементы поступают в воду в результате углекислотного выщелачивания.

5. Установленная тесная связь гидрогеохимической зональности углекислых вод с тектонической и металлогенической зональностью, а также анализ геохимических особенностей этих вод позволяет предположить возможный состав гидротермальных растворов, которые принимали участие в формировании месторождений ртути, свинца, цинка, сурьмы, мышьяка и др. в пределах альпийского складчатого сооружения Карпат.

И.Ф.М о и с е е н к о, Г.М.П о п о в а

МАЛЫЕ И РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

В ОТЛОЖЕНИЯХ ВДАВЛЕННЫХ СИНКЛИНАЛЕЙ КЕРЧЕНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

1. Геохимические, минералогические и петрографические исследования, проведенные в районе сопочных полей грязевых вулканов Керченского полуострова, позволили установить несколько разновидностей сопочных брекчий. Главнейшими из них являются: неизменная (серая и черная), окисленная и каоли-

низированно-карбонатизированная сопочная брекчия. Эти разновидности обладают рядом общих черт, присущих сопочной брекчии всех изученных полей. Ими являются близость минерального состава, петрографические особенности и содержание большинства элементов-примесей. Наблюдаются и существенные различия между сопочной брекчией разных полей по содержанию ряда низкотемпературных минералов, прежде всего, киновари, реальгара, а также связанных с данным парагенезисом элементов - ртути, мышьяка.

2. Данные о распределении ртути в сопочных полях Керченского полуострова довольно показательны. В искраемой сопочной брекчии содержание ртути выше, чем в выветрелой. Наиболее высоким содержанием ртути характеризуется Новоселовское сопочное поле; повышены также концентрации ртути в Солдатско-Слободском сопочном поле. Содержание ртути в грязевых вулканах Бураш, Булганак, Джау-Тепе, Гладковский незначительно. Если сопоставить бурую окисленную, неокисленную серую и каолинизированно-карбонатизированную осветленную сопочную брекчию, то можно зафиксировать последовательное повышение средних содержаний ртути, хотя в отдельных случаях эти соотношения и нарушаются.

Из всех вдавленных синклиналей Керченского полуострова наибольшим содержанием ртути характеризуются железные руды Новоселовского месторождения, в остальных месторождениях этого типа концентрации ртути незначительны.

3. Наблюдается тесная корреляция содержаний мышьяка и ртути в образцах сопочной брекчии, содержащих минералы мышьяка.

А.И.О с т а в н е н к о, В.А. С т у л ь ч и к о в

РОЛЬ СВЯЗИ "ЗОЛОТО-ПРИЗНАК" ДЛЯ
ВЕРХОВЦЕВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА УКРАИНСКОГО ШИТА.

I. Для оценки значимости любых признаков, которые могут проводить золотое оруденение, произведена выборка характерных

для района геологопоисковых признаков (всего 102) из которых информативными могут быть признаны лишь 50, выделенные в 6 групп: физические, геолого-тектонические, минералогические, петрохимические, геохимические, метасоматические признаки. Эти признаки при использовании могут иметь значение - "I" - признак выполнен, "0" - признак не выполнен. Если признак состоит только из значений "0" или "I", то такой признак является сквозным, т.е. характерным для любой группы объектов.

2. Распределение золоторудных объектов (всего 44) может быть охарактеризовано перспективной продуктивностью глубин рассчитанной на основе распределения вероятностей встречи золоторудных тел буровыми скважинами. Низкие значения перспективной продуктивности (0,24) в интер.350-450 м свидетельствует о значительных перепадах в рудных телах. В качестве объектов исследования выораны наиболее представительные интервалы (по данным оурения) с содержанием золота - "рудные" и без содержаний золота - "безрудные". Как "рудные", так и "безрудные" объекты разделены на 3 группы, каждая из которых характеризуется общностью литолого-петрографического состава вмещающих пород.

3. Большая часть признаков не имеет значения для поисков золоторудных месторождений и отнесены в разряд неинформативных. Сквозные признаки требуют более детального изучения. Признаки, обладающие связью с золотом, были изучены с помощью расчета корреляционных связей при двухрядной группировке, по методике предложенной И.П.Шарановым. Наивысшая связь золота с признаками установлена для халькопирита (0,78) и кварцевых прожилков (0,70).

4. Сквозной признак "наличие пирита" был подвергнут разбраковке на основе изучения его термоэлектрических свойств. Установлена высокая связь золота с пиритами, обладающими дырочной проводимостью.

5. Наличие во вмещающих породах Верховцевского района сети тонких кварцевых прожилков, в сочетании с вкрапленностью или отдельными зернами халькопирита, пирротина (как в прожилках, так и во вмещающих породах), а также присутствие отдельных кристаллов пирита с положительными значениями термоэлектрических свойств свидетельствует о присутствии в данных интервалах золоторудной минерализации.

ЭНДОГЕННЫЕ ОРЕОЛЫ НА ВЕРОВСКОМ РУДОПРОЯВЛЕНИИ
СУРЬМЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ДОНБАСС)

1. Веровский участок расположен вдоль оси Главной Донецкой антиклинали в 15 км от Никитовского месторождения ртути. Участок сложен песчаниками и сланцами среднего карбона. Шлиховым опробованием в рыхлых отложениях участка обнаружены зерна киновари. В первых Чегарникских песчаниках, пласт которых обнажается в северном крыле антиклинали, находится антимонитовая жила мощностью до одного метра, приуроченная к поперечной трещине. Известны также находки киновари в керне скважин колонкового бурения на участке.

2. Вокруг антимонитовой жилы при геохимическом опробовании установлены обогащенные ореолы сурьмы, мышьяка и ртути с максимальными содержаниями соответственно 2000 г/т, 50 г/т и 2г/т и протяженностью 100 м, 50 м и 10 м. Свинец, галлий, германий и олово, максимальные содержания которых в жиле составляют до 100 г/т для свинца, до 10 г/т для олова, вблизи жилы выщелочены и переотложены на внешней стороне зоны выщелачивания. Размер ореолов выщелачивания - 20-25 м, форма асимметричная. Наибольшей интенсивности процессы выщелачивания достигают в висячем боку рудного тела.

3. По результатам опробования керна поисковых скважин колонкового бурения по поперечному профилю на участке установлена приуроченность повышенных содержаний ртути к ядерной части антиклинальной структуры. Ширина ореолов с содержанием ртути 1г/т и выше составляет до четырехсот метров. По своим характерным особенностям они аналогичны ореолам Никитовского месторождений.

4. С целью обнаружения возможных поперечных рудных жил и выявления аномалий вдоль осевой части структуры и полосы песчаников северного крыла антиклинали, вмещающих антимонитовую жилу, было проведено продольное геохимическое профилирование по поверхностным выходам пластов песчаника. Фоновые содержания ртути составляют 0,065 г/т, сурьмы - 2 г/т, мышьяка - 0,4 г/т, свинца - 3,5 г/т, олова - 0,6 г/т, галлия - 6,6 г/т

и германия — I, I г/т. Отмечено существование разобщенных аномалий различных элементов. Использование корреляционного анализа позволило установить наличие двух стадий гидротермальной деятельности в пределах участка — сурьмяно-мышьяково-ртутной и полиметаллической, проявившихся в первых Чегарникских песчаниках порознь, а в ядерной части структуры в большинстве случаев накладывающихся одна на другую.

5. Для выделения аномалий ртутной и полиметаллической специализации по поверхностным профилям строились суммированные графики для суммы элементов-индикаторов каждой из двух выделенных стадий гидротермального процесса (сурьмяно-мышьяково-ртутной и свинец-олово-галлиевой). Обнаруживается преимущество такого построения по сравнению с поэлементными графиками в силу меньшей перегруженности, большей контрастности и целенаправленности суммированных графиков. С применением этой методики выделен ряд перспективных участков вдоль осевой части антиклинали и в первых Чегарникских песчаниках в северном крыле структуры.

Л. И. П т у ш к о
ИМР МГ УССР

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХАЛЬКОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ВО ВТОРИЧНЫХ ОРЕОЛАХ РАССЕЯНИЯ НИКИТОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ.

1. Ранее во вторичных ореолах Никитовского рудного поля изучались только ртуть, частично мышьяк и сурьма. С внедрением методики спектрального анализа на группу халькофильных элементов, разработанной ВИТР'ом, нами на Чернобугорском участке, находящемся в западной части Никитовского рудного поля, были проведены работы по изучению распределения во вторичных ореолах рассеяния висмута, галлия, германия, мышьяка, олова, свинца, серебра, сурьмы и таллия.

2. Во всех пробах почв установлены только свинец, олово и галлий. Сурьма обнаружена в 17% проб, висмут, серебро

и таллий - примерно в 50% проб, а мышьяк и германий - в 80-90% проб. Из всех элементов только висмут и таллий не обнаруживают в своем распределении никакой закономерности. Остальные элементы образуют вторичные ореолы рассеяния, и в их распределении по профилю выделяются два аномальных участка. Ртуть образует повышенные концентрации в приосевой части антиклинали и в южной части профиля, где ее содержание колеблется от десятых долей до 10 г/т и более. Сурьма образует хорошо выраженные ореолы, совпадающие с ореолами рассеяния ртути, отличаясь только меньшими размерами. Мышьяк образует ореолы, несколько сдвинутые к северу по отношению к ореолам ртути. В повышенных количествах мышьяк установлен и в южной половине профиля. Содержание его в почвах колеблется от менее 0,1 до 40 г/т.

Ореолы рассеяния свинца, олова, серебра, галлия, германия слабее ореолов рассеяния ртути, сурьмы и мышьяка, хотя выделяются так же четко. Из этой группы элементов наиболее тесную связь с ореолами ртути образуют ореолы германия, галлия и олова. Ореолы рассеяния свинца и серебра слабо коррелируются с ореолами ртути.

3. Подсчитанные ранговые коэффициенты корреляции оказались значимыми только между парами элементов: свинец-олово (+0,67 - коэффициент корреляции, вычисленный по 30 пробам), свинец-галлий (+0,6), свинец-германий (+0,64), олово-галлий (+0,60), олово-германий (+0,7). В то же время ожидаемой сильной связи в распределении ртути, мышьяка и сурьмы, а также между этими и остальными элементами не установлено.

4. Общим в распределении элементов по различным фракциям почв является образование наиболее высоких концентраций в самых тонких фракциях (менее 0,01 мм). Изменение содержания элементов от крупных фракций к мелким происходит очень неравномерно и сложно, что связано с изменением минералогического состава фракций. Главной причиной повышенной концентрации элементов в мелких фракциях является высокая сорбционная способность глинистых частиц.

5. Анализ проб на группу халькофильных элементов при поисках по вторичным ореолам рассеяния способствует более правильной оценке выявленных аномалий. При опробовании рыхлых отложений следует отбирать более тонкие фракции.

ВЛИЯНИЕ ВТОРИЧНЫХ ПРОЦЕССОВ
НА КОНЦЕНТРАЦИЮ МЕТАЛЛОВ В ДРЕВНИХ ПОРОДАХ УЩ
(ВЕРХОВЦЕВСКИЙ РАЙОН)

1. В докембрийском осадочно-вулканогенном комплексе кроме "первичных" концентраций рудных компонентов, возникших в процессе формирования вулканогенных толщ и представленных рассеянной вкрапленностью сульфидов различных металлов, отмечаются также "вторичные" концентрации, возникшие при гидротермальной метасоматической переработке в период складчатости. С гидротермальной деятельностью более ранних этапов связана концентрация золота при процессах пропилитизации, аргиллитизации и окварцевания. С более поздними этапами связано отложение молибдена и вольфрама.

2. С гидротермальными процессами, сопровождающими складкообразование, связан привнос мышьяка и серы и выделение сурьмы, цинка и золота. С этими же процессами связано перераспределение никеля и кобальта, в результате чего возникли вторичные (переотложенные) оруденения.

3. В метаморфизованном комплексе пород широко распространены продукты различных метасоматических процессов, контролирующих рудную минерализацию: скарнирования с наложенной кварц-сульфидной минерализацией (гранато-актинолитовые и гранато-хлоритовые метасоматически измененные основные породы); карбонатного кальциево-магнезического метасоматоза (доломитовые карбонатиты в талько-магнезитах с сульфидами никеля и меди); кварцево-кальциево-магнезическо-карбонатного метасоматоза (кварцево-анкеритовые жилы с сульфидами); гидротермального выщелачивания и окварцевания (березиты и серицитолиты с золотом, листвениты и зоны окварцевания в ультрабазитах с золотыми и никелевыми рудопроявлениями, а также вторичные кварциты и жилы с карбонатами и хлоритом, содержащие сульфиды различных металлов и золото).

4. При аутометаморфизме ультраосновных пород происходило перераспределение металлов. Перекристаллизация в серпентинитах привела к образованию силикатов с меньшей железистостью и меньшим содержанием NiO, но с большим содержанием SiO₂ (на 1-2%) и MgO (на 2-6%). Освобожденное железо образовывало

метаморфогенный магнетит с повышенным содержанием никеля (до 1,5%) и кобальта (до 0,07%).

5. Карбонатный и кварц-карбонатный метасоматоз в ультраосновных породах также привел к перераспределению элементов. Локализация вторичных сульфидов никеля связана с карбонатизацией и лиственитизацией. Лиственитизацией контролируется золото. То же происходит и с другими элементами. Поэтому наиболее богатые рудопроявления кобальта и меди приурочены к контактам ультраосновного массива, которые являются самыми благоприятными в структурно-тектоническом отношении участками. Эти рудопроявления располагаются в зеленых сланцах, чередующихся с ультраосновными талько-карбонатными породами. Кроме того, избыток никеля сконцентрировался в никельсодержащих тальках (до 5%) среди талько-карбонатных пород и в виде рудной минерализации в верхних горизонтах ультраосновного массива в замковых частях складок.

6. Вторичные процессы в основных, ультраосновных, кислых вулканогенных и осадочных породах, являющиеся следствием метаморфизма и складкообразования, происходили под воздействием гранитных интрузий и обусловили мобилизацию рудных компонентов, которые сконцентрировались в относительно узких тектонически ослабленных зонах среди более широких полос рассеянной рудной минерализации.

7. Наиболее перспективной зоной поисков является зона концентрации рудных компонентов в эндо- и экзоконтакте массива ультраосновных пород, возникающая в результате перегруппировки металлов под воздействием вторичных процессов.

Н.Я. Сухицкая
ИМР МГ УССР

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ СУЛЬФИДОВ ИЗ МАРИУПОЛЬСКИХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

1. Мариупольская группа месторождений магнетитовых и пироксен-магнетитовых кварцитов приурочена к юго-восточной

части Украинского щита. Большинство исследователей относят их к осадочно-метаморфическим породам гранулитовой фации метаморфизма.

2. Сульфиды в железистых кварцитах представлены пирротином, пиритом, халькопиритом, пентландитом и марказитом. Наиболее распространен пирротин, наблюдающийся в виде зерен неправильной формы размером 0,05–0,15 мм в нерудных прослоях. Нередко он находится в тесном сростании с магнетитом или замещает последний. В отраженном свете пирротин кремовый, сильно анизотропный, под действием конц. HNO_3 покрывается светло-коричневой пленкой, снимающейся после удаления кислоты, микротвердость его 322–422 кг/мм². В некоторых зернах пирротина наблюдаются пламенивидные включения пентландита. В отличие от пирротина он более светлый и изотропный. Иногда пирротин по трещинам или в центре зерен переходит в тонкозернистый анизотропный минерал серовато-белого цвета, состоящий из смеси пирита и марказита, что подтверждается рентгенометрически. Под действием конц. HNO_3 этот минерал покрывается черной пленкой, не снимающейся после удаления кислоты, микротвердость его 617–640 кг/мм². В некоторых образцах тонкозернистая смесь пирита и марказита как бы оконтуривается тонкой каемкой мелкозернистых агрегатов марказита. Последний светло-желтого цвета, сильно анизотропный, действие конц. HNO_3 на него отрицательное, микротвердость IIII кг/мм².

Вторым по распространению среди сульфидов является пирит, представленный идиоморфными зернами или неправильной формы размером 0,05–0,15 мм, наблюдающимися согласно с полосчатостью главным образом в рудных прослоях. Встречается также в виде тончайших жилочек, секущих магнетит и силикаты. Нередко пирит замещает магнетит, развиваясь по периферии и по трещинам. Пирит в отраженном свете светло-желтый, изотропный, действие конц. HNO_3 на него отрицательное, микротвердость II67–II94 кг/мм².

Халькопирит встречается реже, чем пирит и пирротин и в основном в тесной связи с магнетитом, пирротинном и пиритом. Довольно редки самостоятельные выделения халькопирита. Он латунно-желтого цвета, слабо, но явно анизотропный, под действием конц. HNO_3 покрывается пленкой радужных тонов, микротвердость 235–307 кг/мм².

3. Проведенные исследования позволили установить, что образование сульфидов происходило в несколько этапов. Пирит и пирротин образовались в стадию метаморфизма железистых кварцитов одновременно с магнетитом. В стадию гранитизации магнетит метасоматически замещался пирротиниом и пиритом, а последние халькопиритом. Халькопирит является наиболее поздним среди сульфидов. В стадию постгранитизации образовались кварцево-сульфидные гидротермальные жилы, приуроченные к трещинам нарушений. Образование марказита связано с гипергенными процессами. Побочным доказательством этому является незначительная глубина распространения марказита (60-140 м от поверхности).

Ю. Я. Суцки

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СОЛЕВЫХ ОРЕОЛОВ И ПОТОКОВ РАССЕЯНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ КАРПАТ.

1. Гумидность климата Карпатской горно-складчатой области, насыщенность растворов водородными ионами, углекислотой и органическим веществом обуславливает интенсивность процессов гипергенного рассеивания металлов и ведущую роль во вторичных ореолах солевой фазы. При этом контрастность, протяженность и глубина обнаружения солевых ореолов зависят от степени мобильности среды миграции и энергии закрепления рудного вещества в почвах различных ландшафтно-геохимических обстановок, а также специфики формирования геохимических барьеров.

2. По геохимической структуре Карпаты очень сложны, образуя многочисленные и разнообразные местные ландшафтно-геохимические комплексы, которые можно сгруппировать по ведущим особенностям химизма пород и коры выветривания, биологического круговорота и водной миграции химических элементов в следующие основные типы: а) кислые глеевые горно-луговые ($H^+ - Fe^{2+}$); б) кислые горно-лесные (H^+); в) кислые кальциевые горно-лесные ($H^+ - Ca^{2+}$) и г) кальциево-глеевые межгорные ($Ca^{2+} - Fe^{2+}$). Пространственное размещение указанных типов ландшафтно-геохи-

мических обстановок подчинено законам геолого-структурной и высотно-климатической зональности.

3. Глеевые ландшафты развиты в областях избыточного увлажнения атмосферными и грунтовыми водами и отличаются наибольшей степенью подвижности металлов в ионной форме. Высокая мобилизация растворов кислых ландшафтов на метаморфических и флишевых породах связана с образованием металлофульватных комплексов. Наиболее затруднена миграция металлов, особенно халькогенидов, в ландшафтах кальциевого класса, где широким развитием пользуются геохимические барьеры сорбционного типа.

4. Интенсивность удержания в ландшафте металлов, поступающих при выветривании пород и руд, помимо реакций гидролиза, биогенеза и других процессов образования труднорастворимых соединений, обусловлена ионно-сорбционными и ионно-обменными гетерогенными процессами на поверхностях минеральных и органо-минеральных коллоидов почвы. Главными факторами, определяющими уровень насыщения почв металлами и распределение по генетическим горизонтам являются: а) общее содержание дисперсной фракции, как основного акцептора металлов; б) характер вторичного минералообразования; в) содержание, групповой и фракционный состав органического вещества и г) состав обменных катионов.

5. Основными видами геохимических барьеров в условиях Карпат являются циклический окислительно-восстановительный, наиболее широко развитый в глеевых ландшафтах, сингенетичное соосаждение при аутигенном минералообразовании (I тип - Fe - Al, II - Mn - Fe), сорбционный, ионно-обменный, а также биогенно-аккумуляционный.

6. Сложное функциональное взаимодействие геохимических особенностей ландшафтов, физико-химических показателей почвенного покрова и геохимических барьеров обуславливает специфические ассоциации металлов в генетических горизонтах почв, отражающих характер гипергенных процессов и необходимость дифференцирования методики геохимических поисков по вторичным ореолам применительно к различным ландшафтно-геохимическим зонам Карпат.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ РТУТИ В ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ И ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ДОНБАССА

1. Приводятся результаты изучения распределения ртути в следующих осадочных формациях северо-западной и западной окраины Большого Донбасса: терригенно-угленосной / C_{I-3} /, галогенно-красноцветной / P_I / и пестроцветной / P_2+T /. Проанализировано около 900 проб, отобранных из 29 скважин, расположенных преимущественно в районе развития купольных структур, а также на юго-восточном борту Кальмиус-Торецкой котловины. Чувствительность определения ртути - $3 \cdot 10^{-6}\%$.

2. Расчет статистических параметров показал, что распределение ртути в указанных формациях подчиняется нормальному закону, а логарифмически-нормальный вид функции распределения ртути характерен для глинистых отложений большинства формаций и для отложений C_3 . Средние содержания ртути в породах осадочных формаций, составляющие $n \cdot 10^{-5}\%$, почти на порядок превышают кларк земной коры и близки к фоновым содержаниям ртути в песчано-сланцевой толще Никитовского рудного поля (Бутурлинов, Корчемагин, 1968). Наиболее высокий фон ртути характерен для песчаников всех формаций ($4,3 \cdot 10^{-5}\%$ - $9,8 \cdot 10^{-5}\%$) и для известняков галогенно-карбонатной подформации ($17,9 \cdot 10^{-5}\%$). Глинисто-алевролитовая часть разреза характеризуется сравнительно ровным фоном ртути ($2,4 \cdot 10^{-5}\%$); в хомогенных осадках (гипсы, ангидриты, соль) ртуть либо отсутствует, либо определяется в количестве, близком к порогу чувствительности анализа.

3. Для различных литологических типов пород пестроцветной и галогенно-красноцветной формаций характерно довольно резкое колебание геохимического фона ртути, в противоположность породам терригенно-угленосной формации, для которых фоновые содержания ртути заключены в пределах $4-6 \cdot 10^{-5}\%$. Наиболее высокий фон ртути отмечен для отложений красноцветной подформации /Картамышская свита P_I /.

4. Наблюдается интересная закономерность в изменении содержания ртути в песчаниках дроновской свиты P_2 при переходе от неизмененных красноцветных разностей к серо-зеленым и серым эпигенетически измененным. Фоновое содержание ртути в них

возрастает по мере возрастания степени измененности от 1,6 · 10⁻⁵% (красно-бурные песчаники, обогащенные Fe⁺³) до 6,0 · 10⁻⁵% (серые и серо-зеленые песчаники гидрослюдистые с сульфидами железа).

5. Изучение распределения ртути на площади развития указанных формаций позволило выявить поля повышенных содержаний ртути, как правило, приуроченных к узлам пересечения разнонаправленных разломов субмеридионального и субширотного простирания.

В итоге следует отметить, что столь высокий геохимический фон ртути, не характерный для осадочных пород Русской платформы, в сочетании с благоприятными структурно-тектоническими условиями и литологическими особенностями пород, выдвигает район северо-западных окраин Донбасса в число весьма перспективных для поисков месторождений ртути.

В.М. Ц и б у л ь ч и к

Институт геологии и геофизики СО АН СССР

ПОВЕДЕНИЕ ТИТАНА В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И СВЯЗАННЫХ С НЕЮ БОКСИТАХ И ГЛИНАХ

1. Изучены разрезы бокситоносных толщ и коры выветривания на метаморфических породах в северной части Кузнецкого Алатау. Поведение титана в процессе выветривания рассмотрено в связи с геохимически родственными элементами-гидролизатами [э.-г.] (Al, Nb, Ta, Th) и железом. Определение указанных элементов выполнено только химическими методами. Коэффициенты концентрации для них в профиле выветривания рассчитаны с учетом изменения объемного веса исходных пород при выветривании. Геохимическая интерпретация аналитических данных проведена с применением методов математической статистики.

2. Распределение титана и его соотношения с э.-г. и железом в генетическом ряду: коренные породы - кора выветривания на них - продукты ее перестроения (бокситы, глины) - показывают, что поведение этого элемента предопределено формами его нахождения и соотношениями с родственными элемен -

тами в исходных породах. При выветривании последних эти первичные соотношения изменяются. В результате разрушения породообразующих и неустойчивых титановых минералов (в нашем случае сфена) титан и другие э.-г. переходят в дисперсные фракции выветрелых продуктов, где между этими элементами в силу близости их химических свойств устанавливается геохимическая взаимосвязь. Однако, присутствие значительной доли (до 40-100%) титана в собственной минеральной форме (ильменит, рутил) ослабляет и нарушает корреляционные связи этого элемента с э.-г. в указанном генетическом ряду. Тесная геохимическая связь титана с железом, наиболее проявленная в латеритах и бокситах, закладывается в период формирования каолиновой коры выветривания.

3. Геологическая интерпретация фактов наследования бокситовым веществом титанового модуля, установленного в коре выветривания, а также геохимической связи титана с железом в бобовинах и с алюминием в цементе позволяет считать, что при формировании бокситов исследованного района основная масса бокситового материала и титановых минералов была перетолжена из коры выветривания механическим путем. Таким образом, характер соотношений титана с другими э.-г. (Al) и железом в бокситах может служить геохимическим критерием при решении вопроса их образования.

4. Предложен метод извлечения тонкозернистых титановых руд из глинистого материала коры выветривания, основанный на принципе объемной магнитной сепарации. Этот метод позволяет сделать рентабельной отработку разведанных запасов титана в коре выветривания исследованного района.

А.А. Ю ш и н

ПОВЕДЕНИЕ НИКЕЛЯ И КОБАЛЬТА В ПРОЦЕССАХ РУДО- ОБРАЗОВАНИЯ В СУРСКОМ РАЙОНЕ

1. Рудопроявления и зоны рудной минерализации никеля и кобальта, установленные в зеленокаменных толщах, слагающих Сурскую брахисинклинальную структуру, генетически и пространственно связаны с ультраосновными породами, которые образуют

крупные межпластовые залежи, окаймляющие Сурскую структуру с запада.

2. Отмечается пространственная разобщенность никелевого и кобальтового оруденений. Рудопроявления никеля в основном связаны либо с измененными ультраосновными породами, либо с зонами контактов зеленокаменных толщ с ультрабазиитами. Здесь широко развиты такие минералы никеля, как никелин, герсдорфит, пентландит, миллерит, бравоит, ульманит, а также никельсодержащие магнетит и тальк. Кобальтовая минерализация представлена почти исключительно линнеитом и кобальтином.

Кобальтовая минерализация широко развита в толщах метаморфических пород основного, среднего и кислого состава, слагающих ядро Сурской структуры. Основным минералом-концентратом кобальта здесь является кобальт-пирит; в подчиненном количестве отмечается кобальтин. В незначительных количествах установлены герсдорфит и никелистый пирротин (в котором наблюдаются пламневидные структуры распада твердого раствора пентландита в пирротине).

3. В породах ультраосновного состава (серпентинизированных дунитах, серпентинитах) никель и кобальт находятся в рассеянном состоянии, почти не образуя собственных минералов. В процессе изменения ультрабазитов (оталькование, карбонатизация, амфиболизация) происходил вынос кобальта. Миграция никеля из ультрабазитов была незначительной, в участках развития таких минералов-концентратов никеля как никелистые магнетит и тальк. В амфиболизированных и хлоритизированных ультраосновных породах также отмечается интенсивный вынос никеля, на что указывают резко пониженные, по сравнению со слабо измененными породами, значения средних содержания никеля.

4. В результате метасоматической переработки ультрабазитов, приведшей к образованию пород типа талько-магнезитов и талько-карбонатных сланцев, значительная часть кобальта была вынесена во вмещающие породы, а никель концентрировался в ослабленных зонах /тектонические нарушения, контакты/.

Повышение потенциалов S, As, Sb в гидротермальных растворах привело к образованию собственных минералов никеля в этих зонах.

Кобальт, мигрировавший в толщи зеленокаменных пород, отлагался гидротермальными растворами в основной в виде ко-

бальт-пирита и, в меньшей степени, кобальтина и герсдорфита (в последнем содержание кобальта достигает 1,5-1,99%).

5. Таким образом, пространственная разобщенность рудопроявлений никеля и кобальта объясняется различной подвижностью этих элементов в процессах метаморфизма и гидротермального метасоматоза ультрабазитов.

О. М. Л е п и л и н
Трест "Киевгеология"

ЛАНДШАФТНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
ПОИСКОВ НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЗАПАД-
НОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ШИТА

1. Вторичные ореолы никеля образуются под воздействием механического солевого рассеяния, биогенного и диффузионного перемещения элемента в коре выветривания, водах, осадочных отложениях и растениях.

2. Никелевые рудные тела приурочены к нонtronито-хлоритовой коре выветривания серпентинитов. Содержание никеля в коре выветривания колеблется от 0,03 до 10%. Кора перекрыта различными по мощности /до 25 м/ кайнозойскими отложениями, которые представлены неогеновыми глинами, песками и золово-делювиальными суглинками.

3. В коре выветривания образуются погребенные вторичные ореолы рассеяния, которые в плане и разрезе повторяют формы рудных тел, однако ореолы имеют несколько большие размеры. В перекрывающих кору выветривания осадочных отложениях развиваются погребенные под четвертичные отложения вторичные ореолы, которые обеспечивают возможность выявления геохимической съемкой никелевых месторождений. Вертикальный размах наложенных вторичных ореолов колеблется от первых метров до 25 м. Максимум достигается в условиях динамической связи вод кристаллического фундамента с водами различных горизонтов в осадочной толще. В этих условиях ореолы сопровождаются погребенными потоками рассеяния, протяженность которых составляет 500-2000 м. Выходы этих потоков рассеяния на дневную поверхность наблюдаются по долинам рек и оврагов.

В почвенных горизонтах при мощности наносов 10 м над месторождениями наблюдается резко дифференцированный характер распределения никеля, а за пределами месторождений оно носит более спокойный характер. Содержание в почвенных го-

ризонтах "А" и "В" колеблется в пределах 0,001-0,01%. Геохимический фон равен 0,001%.

4. В геохимических ландшафтах с мощностью наносов более 10-12 м в почвенных горизонтах "А" и "В" часто образуются "ложные" ореолы рассеяния, которые не отражают истинное соотношение элементов в почвах и кристаллических породах. Природа их образования обуславливается различным литологическим составом почвообразующих пород, биогенной аккумуляцией и местными геохимическими барьерами. При мощности наносов более 25 м никелевые месторождения фиксируются по гидрохимическим аномалиям, однако последние невелики по своим размерам и превышают рудные тела в 5-10 раз.

5. При поисках месторождений никеля в геохимических ландшафтах, приуроченных к залесенным участкам с мощностью рыхлых отложений 10-15 м, целесообразно применить биогеохимические методы поисков. Опробованию должны подлежать ветви 2-го и 3-го года. Биогеохимические аномалии совпадают по конфигурации с рудными телами.

Работы, проведенные в западной части Украинского щита, показывают, что правильное использование ландшафтно-геохимических особенностей позволяет с большой эффективностью применять в условиях закрытых районов различные методы геохимических поисков.

Б. Г. Е с ь к о в
ИГН АН УССР

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА СВЯЗНЫХ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ГРУНТОВ В ДОЛИНЕ ВЕРХНЕГО И СРЕДНЕГО ДНЕПРА

1. Состав связанных аллювиальных грунтов закономерно меняется в ряду аллювиальных свит, фаций и физико-географических зон.

2. В ряду фаций аллювия в направлении "фа́ция болот - старичная фа́ция - фа́ция приречной поймы - фа́ция внутренней поймы" возрастает величина коэффициента агрегации, содержание карбонатов, относительное содержание в воднорастворимом комплексе одновалентных катионов /Na и K/. В этом же

направлении снижается среднее содержание глинистой фракции (0,005 мм) в грунтах, гигроскопическая влажность валовой пробы, содержание органики, количество воднорастворимых солей; в составе воднорастворимых солей уменьшается относительное содержание двухвалентных катионов (Ca^{++} и Mg^{++}), анионов Cl^- , SO_4^{--} , емкость поглощения.

3. В ряду аллювиальных свит в грунтах, существующих в субаквальных условиях (грунты старичной и болотной фации) в направлении от более молодых к более древним увеличивается содержание карбонатов, количество воднорастворимых солей, относительное содержание в них аниона SO_4^{--} ; растет емкость поглощения (как в расчете на глинистую фракцию, так и на валовую пробу), отношение $\frac{\text{Na}^+ + \text{K}^+}{\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}}$ в поглощенном комплексе. В этом же направлении уменьшается гигроскопическая влажность содержания органики в микронной фракции, отношение $\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$, относительное содержание в воднорастворимом комплексе аниона HCO_3^- .

4. В грунтах, существующих в субаэральных условиях (грунты приречной и внутренней поймы) в направлении от более молодых к более древним растет гигроскопическая влажность валовой пробы, количество воднорастворимых солей, относительное содержание в них аниона SO_4^{--} . Увеличивается емкость поглощения, отношение $\frac{\text{Na}^+ + \text{K}^+}{\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}}$ в поглощенном комплексе. В этом же направлении уменьшается содержание органического вещества в валовой пробе и микронной фракции грунтов; падает содержание карбонатов, отношение $\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$, относительное содержание в воднорастворимом комплексе аниона HCO_3^- .

5. В зональном отношении также наблюдается закономерное изменение компонентов состава аллювиальных грунтов. С севера на юг в связных грунтах всех литофациальных разновидностей аллювия растет среднее содержание глинистой фракции в грунтах, значение pH воднорастворимого комплекса, количество воднорастворимых солей, абсолютное и относительное содержание двухвалентных катионов (Ca^{++} и Mg^{++}), анионов HCO_3^- . В направлении с севера на юг уменьшается абсолютное и относительное содержание одновалентных катионов, относительное содержание анионов Cl^- , SO_4^{--} ; снижается емкость поглощения (в расчете на валовую пробу), отношение $\frac{\text{Na}^+ + \text{K}^+}{\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}}$ в поглощенном комплексе. Для грунтов приречной поймы первой надпойменной терра-

сы в направлении с севера на юг наблюдается рост величины емкости поглощения в расчете на валовую пробу и уменьшение ее в расчете на глинистую фракцию.

В.М.К а д о ш н и к о в, Н.П.М о в ч а н

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ КАОЛИНИТОВ С ОРГАНИЧЕСКИМИ СОЕДИНЕНИЯМИ

1. Слои кристаллической решетки каолинитов, имеющие наружные базисные сетки $Al-OH$ и $Si-O$, соединяются между собой водородными связями, что обуславливает низкую гидрофильность каолинитов. В обычных условиях межслоевое пространство недоступно для молекул воды. Молекулы некоторых сильно полярных органических соединений, таких как ацетат калия, карбамид, гидразин и др., могут проникать в межслоевое пространство с образованием органо-каолинитовых комплексов.

2. Путем обработки насыщенным раствором карбамида (температура $60-65^{\circ}C$, длительность обработки 15 дней) соответствующего каолинита были получены мочевино-каолинитовые комплексы, при рентгеновском изучении которых на рентгенограммах обнаружен новый острый максимум $10,7 \text{ \AA}$ при изменении интенсивности рефлекса $14,2 \text{ \AA}$. Интенсивность рефлекса $10,7 \text{ \AA}$ зависит от размера кристалла минерала, его огранки и степени кристалличности.

3. Наиболее полное поглощение наблюдается при обработке весьма совершенного каолинита (глуховецкого), тогда как каолинит с несовершенной структурой (глуховский) с карбамидом комплекса не образует.

4. Поглощенная мочевина чрезвычайно прочно удерживается в межслоевом пространстве. Длительная промывка органо-каолинитового комплекса водой приводит к исчезновению рефлекса $10,7 \text{ \AA}$ и появлению нового в области $8,3-8,5 \text{ \AA}$, который в свою очередь исчезает при нагревании комплекса при $150^{\circ}C$ в течение 24 часов.

5. Процесс сорбции - десорбции мочевины каолинитом приводит к снижению степени кристалличности последнего. Данные об изменении степени кристалличности различных каолинитов до их

обработки мочевиной и после ее полного удаления из органо-каолинитового комплекса приведены в таблице. Снижение степени кристалличности при десорбции мочевины из комплекса следует, вероятно, объяснить неравномерным удалением молекул карбамида из межслоевого пространства, приводящим к частичному искривлению слоя и появлению "блоковых дислокаций". С "блоковыми дислокациями" связано образование небольших полостей, в которых могут находиться молекулы воды.

Степень кристалличности и вынос окислов из каолинитов и органо-каолинитовых комплексов

Наименование каолинита	Степень кристал- лично- сти	Окислы, вынесенные в раствор			SiO ₂	
		SiO ₂ мг/г	SiO ₂ миллимоль на 1 г образца	Al ₂ O ₃ миллимоль на 1 г образца	Al ₂ O ₃ в раст- воре	
Глуховский						
десорбиро- ванный комплекс	0,6	8,4	0,140	0,024	5,9	
исходный	0,7-0,8	7,9	0,132	0,024	5,5	
Глуговецкий						
десорби- рованный комплекс	1,07	1,58	0,025	0,0069	3,7	
исходный	1,41	1,87	0,028	0,012	1,99	
Криворожский серый						
десорби- рованный комплекс	0,5	2,2	0,036	сл.	>5	
исходный	0,63	2,28	0,038	0,0078	4,9	
Просьяновский						
десорби- рованный комплекс	0,85	2,68	0,045	0,078	5,8	
исходный	1,2	2,23	0,037	0,069	5,4	

6. Реакционная способность зависит от числа активных центров в кристалле. Появление "блоковых дислокаций" ведет к увеличению числа активных центров и, следовательно, к увеличению реакционной способности каолинита.

7. После термической десорбции каолиниты были активированы 10%-ной соляной кислотой для удаления остатков мочевины и получения Н-формы каолинита. Активированные образцы в статических условиях подвергались гидролизу 0,05 N раствором лимонной кислоты. Обработка проводилась в течение 30 дней при комнатной температуре, перемешивании содержимого колбы раз в сутки и соотношении жидкость - твердая фаза 100:1. Для сравнения аналогичной обработке подвергались образцы исходных каолинитов. Результаты, приведенные в таблице, показывают, что количество кремнезема, вынесенного из каолинитов, подвергнутых сорбции - десорбции мочевины, выше, чем у исходных образцов. Наблюдается также увеличение соотношения SiO_2/Al_2O_3 для десорбированных органо-каолинитовых комплексов по отношению к исходным образцам.

Э.Я.Жовинский

К МЕТОДИКЕ ПОИСКОВ ФЛЮОРИТА И ПОЛИМЕТАЛЛОВ В ДРЕВНИХ ТОЛЩАХ ПОДОЛЬСКОГО ПРИДНЕСТРОВЬЯ

1. Работами последних лет (Копелиович, 1965; Ткачук и др., 1968; Жовинский, 1965 и др.) установлено, что флюоритовая и сульфидная минерализация в верхнепротерозойско-нижнепалеозойских отложениях Подольского Приднестровья образована в результате постседиментационного изменения осадочных пород и имеет осадочно-эпигенетическое происхождение. Основная роль в формировании промышленных концентраций флюорита и полиметаллов принадлежит подземным водам и литологическому составу водовмещающих пород, а также степени их трещиноватости (Ткачук, Жовинский, 1968). Для подземных вод древних толщ Приднестровья установлена определенная гидрохимическая зональность - с глубиной изменяется химический состав подземных вод и наблюдается увеличение общей минерализации воды, а также содержания хлора, фтора и микроэлементов.

2. Повышенные концентрации фтора в воде отмечены также в зонах тектонических нарушений. Это свидетельствует о том, что основное количество фтора приносят метаморфизованные ва-

дозные воды. Их обогащение происходит за счет выщелачивания фторсодержащих минералов, выдавливания поровых растворов (Бабинец, 1960) и ряда других процессов, происходящих в осадочных породах на глубинах более 400-600 м. Такие воды, поднимаясь к поверхности в зонах тектонических нарушений, смешиваются с подземными водами вышележащих водоносных горизонтов и, попадая в новые, резко отличные физико-химические условия, вызывают смещение в системе раствор-порода. Для определения такого смещения и установления природы повышенных содержаний в воде фтора и металлов был применен термодинамический анализ разбавленных водных растворов. На основании термодинамического анализа можно судить о направленности процесса. Если процесс идет в сторону выщелачивания флюорита, то подземные воды с повышенным содержанием в них фтора будут поисковым критерием на флюорит. Составление карты аномальных содержаний фтора в воде позволит сделать выводы о размещении основного рудного тела. Если процесс идет в сторону рудообразования флюорита, то повышенные содержания фтора в воде являются признаком для определения тектонического нарушения и условий, способствующих флюоритообразованию.

3. Наиболее благоприятными условиями выпадения флюорита из раствора и замещения им кальцита является среда с $pH=6,8-8,4$ и содержанием Ca^{+2} в водах от 5 до 100 мг/л при обратном пропорциональном соотношении в растворе F^- от 5-6 мг/л до 22-23 мг/л.

4. Термодинамический анализ позволяет определить природу различных гидрохимических аномалий фтора и др. элементов и делать отбраковку "ложных" аномалий, не связанных с выщелачиванием рудного тела. Эта методика может быть применена при гидрогеохимических поисках на территории Подольского Приднепровья аутигенного флюоритового, сульфидного, баритового и других рудопроявлений, минералогические находки которых известны в настоящее время.

АКТИВНАЯ РЕАКЦИЯ СРЕДЫ, ВЛАЖНОСТЬ И КАРБОНАТНОСТЬ ДОННЫХ ОСАДКОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКИ.

1. В ХХП рейсе НИС "Ломоносов" изучалось площадное и вертикальное распределение активной реакции среды (рН), естественной влажности и карбонатности донных осадков. Эти показатели наиболее ярко отражают условия среды в бассейнах седиментации и источник материала, из которого образуется осадок. Всего было выполнено 284 замера рН, 322 определения естественной влажности и 149 определений карбонатности на 62 станциях, расположенных в различных в структурно-геологическом отношении районах северо-восточной Атлантики, охватывающих Европейскую глубоководную котловину с глубинами более 5000 метров, хребет Рейкьянес, Датский пролив, многочисленные шельфовые зоны островов, принадлежащих к Фарерской, Шетландской, Оркнейской, Гебридской и другим островным системам, и южную часть Норвежского моря. Максимальная длина изученных колонок составляет 678 см.

2. Активная реакция среды измерялась на приборе ЛПУ-01. Приведение $pH_{\text{лаб}}$ к температуре *in situ* производилось по формуле: $pH_{\text{в}} = pH_{\text{лаб}} + 0,01/T_{\text{лаб}} - T_w/$, где в качестве T_w мы использовали температуру придонного слоя воды. Влажность определялась весовым методом по отношению к естественному грунту, а карбонатность - методом Н.В.Тананаева.

3. Анализ полученных данных позволяет сделать следующие выводы:

а) Величины $pH_{\text{в}}$ верхнего слоя осадков (0-2 см) варьируют в широких пределах (7,31-8,27), что зависит от многих факторов, взаимодействие которых и определяет частные значения $pH_{\text{в}}$ для различных по составу и принадлежности к тому или иному морфологическому элементу дна океана осадков. Наибольшие значения $pH_{\text{в}}$ приурочены, как правило, к зонам шельфа и склонов, характеризующихся, с одной стороны, низким содержанием органического вещества, а с другой - хорошей промываемостью осадков (вынос CO_2), которая обеспечивается за счет активного гидродинамического режима и гранулометрического состава осадков, яв-

лящегося следствием этого режима.

б) Анализ вертикального распределения pH_V показывает, что для большинства колонок наблюдается увеличение pH_V с глубиной, однако максимумы для разных станций достигаются на разных интервалах. Для многих колонок характерно ступенчатое распределение величин pH_V . Повышение книзу колонок значений pH_V можно объяснить увеличением щелочного резерва за счет сульфатредукции при переходах от карбонатных осадков, бедных $C_{орг}$ (не более 0,1%), к подстилающим их терригенным осадкам, содержание $C_{орг}$ в которых по данным Н.М. Вихренко увеличивается до 0,33%. Наличие резко выраженных ступеней свидетельствует о наличии химических границ раздела, являющихся следствием изменения вещественного состава осадков в результате неоднократной смены условий осадконакопления, приведшей к возникновению слоистости.

в) Влажность поверхностного слоя осадков колеблется от 17,2 до 64,1% и зависит лишь от литологического состава осадков. Максимальные влажности наблюдаются на больших глубинах (Европейская котловина - 51,0-64,1%) и в застойных участках на меньших глубинах, где скорости придонных слоев незначительны и условия осадконакопления спокойные (ст. 1754, глуб. 310 м - 58,7%).

г) В вертикальном распределении влажности характерным является уменьшение влажности лишь при первом метре осадка. В дальнейшем глубина мало влияет на распределение влажности. Основным фактором является гранулометрический и вещественный состав осадка. Максимумы наблюдались на различных горизонтах для разных колонок.

д) Карбонатность поверхностного слоя осадков варьирует от 0,84 до 77,5%. Преобладающее значение среди карбонатного вещества принадлежит раковинам планктонных фораминифер и их детриту. Встречаются и бентосные фораминиферы. О наличии терригенных карбонатов можно будет судить после специальных исследований. Возможность образования в открытом океане хемогенных карбонатов в настоящее время считается сомнительной. Карбонатные и карбонатно-обломочные фации приурочены в основном к теплым атлантическим водам.

е) Вертикальное распределение карбонатности было прослежено на 6 колонках грунтов мощностью до 678 см. В колонках мощностью более 400 см отмечается 2-3 слоя со значениями карбонатности 50% и более.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА КОНКРЕЦИЙ МЕЗОКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА УКРАИНЫ.

1. Большинство исследователей относит конкреции к образованиям, обусловленным диагенетическим перераспределением вещества в осадке. Наряду с этим некоторые исследователи описали типично эпигенетические конкреции (Колтун, 1958; Усенко, 1967 и др.), залегающие в зияющих трещинах.

При исследовании различных по составу конкреций (преобладающе карбонатных) мезокайнозойских отложений юга УССР отмечено, что наряду с комплексом других специфических, хотя и не всегда выдержанных признаков, эти стяжения выделяются своей характерной формой. Особенностью последней является ее округлость. В динамико-генетическом смысле это свойство определяется, как стремление конкреций к шарообразному объему (Баранов, 1946). Швецов (1934) отмечал, что такие формы характерны для коллоидальных образований. О коллоидальной природе конкреций свидетельствует развитие септариевых признаков, наличие реликтов коллоидального (колломорфного) вещества, уплощенность формы, включение терригенных примесей с унаследованием текстурно-структурных особенностей вмещающих пород (вплоть до слоистости), соединение отдельных конкреций без сохранения первичных плоскостей раздела и т.п.

По данным физической химии такие формы образуют ионогенные коллоиды, коагулирующие в форме гелевых сгустков. Причиной этого является способность коллоидов коагулировать при частичной потере заряда, в результате чего мицеллы образуются в подвижную пространственную решетку, в которой они удерживаются вандервальсовскими силами, а от слипания их предохраняет остаточный заряд. Поэтому основной причиной, вызывающей формирование конкреций, по мнению автора, следует считать участие в перераспределении вещества коллоидальных растворов.

3. Коллоидальная природа конкреций определяет и механизм их образования. Сначала формируется шаровидный сгусток, который в процессе роста уплощается под давлением уплотняющегося осадка и собственного веса. Затем близлежащие сгустки сливаются, образуя коржеобразные и линзовидные конкреции, и,

наконец, конкреционные прослои. Подвижное состояние решетки гелевого сгустка позволяет заключать терригенные составляющие вмещающих пород без нарушений их текстуры и без значительного искажения характерной для конкреции формы. Этим объясняются некоторые другие свойства конкреционных стяжений.

4. На строение и морфологию конкреции в значительной степени влияет характер дегидратации геля. Последним этапом становления конкреций является перекристаллизация коллоидального вещества.

5. Разнообразие конкреций обуславливается скоростью концентрации коллоида (роста гелевого сгустка), интенсивностью дегидратации геля, скоростью уплотнения осадка и их сочетанием.

Б.М.М и ц ю к

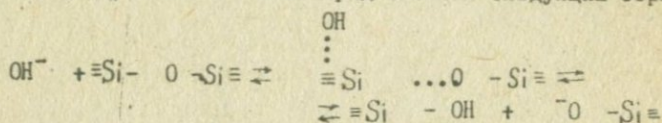
НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ О МЕХАНИЗМЕ РАСТВОРЕНИЯ КРЕМНЕЗЕМА И ИЗВЛЕЧЕНИЯ ЕГО ИЗ РАСТВОРОВ В ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЯХ

1. В настоящее время накоплен обширный экспериментальный материал по растворимости силикатов и кремнезема в лабораторных и в естественных условиях. Протекающие в природе процессы, например, выветривание силикатов, переводят огромные количества кремнезема в раствор, однако механизмы этих явлений неизвестны. Остается загадкой и механизм обратного извлечения кремнезема из природных вод, в частности из вод морских и пресноводных бассейнов в процессе жизнедеятельности кремнеусваивающего фитопланктона, который ежегодно осаждают около $4-9 \cdot 10^{10}$ т SiO_2 .

2. Для понимания механизма растворения и связывания кремнезема необходимо учитывать особенности электронного строения взаимодействующих компонентов (атомов и групп атомов) как в нейтральном состоянии, так и в момент самой реакции. Прежде всего это касается электронной структуры силоксановых связей $\equiv\text{Si} - \text{O} - \text{Si}\equiv$ и электронноакцепторных возможностей атома кремния в зависимости от характера среды и физико-химических условий. Наличие у атома кремния вакантных $3d$ -орбиталей приводит к тому, что он может образовать

вать в ряде случаев комплексные соединения. При этом в одних случаях эти соединения являются непрочными и играют роль промежуточных образований, активирующих процесс, в других - образуются вполне устойчивые соединения с шестиковалентным центральным атомом кремния.

3. Процесс растворения кремнезёма сопровождается образованием нестойких промежуточных комплексов, облегчающих расщепление силосановых связей $\equiv \text{Si} - \text{O} - \text{Si} \equiv$, которое приводит к гидратации атомов кремния и высвобождению их в раствор в виде мономерной кремневой кислоты. Этот процесс катализируется в природных условиях обычно ионами OH^- , являющимися сильными нуклеофильными агентами. Реакция протекает по типу нуклеофильного замещения $S_N 2$ и может быть представлена следующим образом



В зависимости от pH и природы среды анионы $\equiv \text{Si} - \text{O}^-$ будут в различной степени выводиться из обратной реакции и тем самым будет регулироваться скорость процесса растворения.

Таким образом, все факторы, влияющие на содержание ионов OH^- в растворе, будут автоматически влиять и на скорость растворения кремнезема. При достаточно высоких концентрациях гидроксильных ионов в растворе ($\text{pH} > 9,0$) будет происходить ионизация кремневой кислоты, что приведет к **значительному** увеличению растворимости кремнезема.

4. При образовании кремнием прочных комплексных соединений с 6-ковалентным центральным атомом кремния происходит резкое увеличение растворения кремнезема и извлечение растворенной кремневой кислоты из раствора (например, при обработке HF , пирокатехином и пр.). Возможно, образованием такого типа комплексов как раз и объясняется загадочный механизм возникновения и устойчивости кремнеземных скелетов диатомей и радиолярий, резкая локальная недосыщенность кремневой кислотой некоторых подземных вод, контактирующих с газонефтяными скоплениями (образование комплексов с фенолами) и пр.

УСТОЙЧИВОСТЬ КАОЛИНИТОВ РАЗЛИЧНОЙ СТЕПЕНИ
КРИСТАЛЛИЧНОСТИ ПРИ ВЫВЕТРИВАНИИ

1. Проведены эксперименты по изучению устойчивости каолинитов различной степени кристалличности к воздействию углекислой воды, 0,01N серной, 0,005N лимонной и гуминовой кислот для исследования закономерностей гидролиза, миграции и накопления продуктов их распада. Для этого отобраны образцы каолинитов из месторождений Украины. В таблице приведены характеристики их степени кристалличности, определенные по методу Хинкли, и размеры частиц по данным электронной микроскопии.

2. Эксперименты проводились в течение 15 дней при комнатной температуре и ежедневном перемешивании содержимого колб раз в сутки. Соотношение твердая фаза - жидкость 1:100. Содержание элементов определялось фотокolorиметрически.

3. Результаты, приведенные в таблице, показывают:

а) при разложении каолинитов наблюдается корреляция между степенью кристалличности и количеством вынесенных окислов. Наиболее устойчивым к разрушающему воздействию кислот является каолинит с весьма совершенной структурой (степень кристалличности 1,40);

б) более активное воздействие на минералы оказывают органические кислоты, причем активнее разлагает минералы почвенная кислота;

в) подвижность элементов зависит от растворителя. При воздействии на каолиниты органическими кислотами подвижность кремния незначительно превышает подвижность алюминия, причем наблюдается адсорбция кислот на внешних поверхностях частичек каолинита с образованием органоминеральных комплексов. Сорбируемые кислоты взаимодействуют с минералами, способствуя их разложению, а также с продуктами гидролиза, образуя пленки, обогащенные полуторными окислами (алюминий, железо), а кислотные вытяжки из каолинитов обогащаются соединениями кремниевых кислот. В случае минеральных кислот наблюдается миграция кремния, алюминий остается практически неподвижным.

Степень кристалличности, змеры частиц каолинитов
и вынос окислов при их разложении

Наименование образца	Кислота		Окислы, вынесенные в раствор				SiO ₂ Al ₂ O ₃ в раст- воре	Окислы, адсорбированные на поверхности каолинита				SiO ₂ Al ₂ O ₃ в раст- воре	Всего вынесе- но окис- лов
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃		SiO ₂	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃		
			мг/г	мг/г	милли- моль/г	милли- моль/г		мг/г	милли- моль/г	милли- моль/г	милли- моль/г		
Смелянский каолинит	0,87- 0,2	0,1- H ₂ CO ₃ H ₂ SO ₄ ЛК ⁴	0,65	сл.	0,0107	-	-	-	-	-	-	-	0,65
			10,68	0,05	0,1780	0,0005	356	-	-	-	-	-	11,18
			14,32	13,20	0,239	0,129	1,85	2,45	13,20	0,042	0,178	0,236	27,52
Глуховский каолинит	0,7- 0,8	0,2 H ₂ SO ₄ ЛК ⁴ ГК	1,74	0,07	0,029	0,0007	41,5	-	-	-	-	-	1,81
			1,44	0,98	0,024	0,0096	2,5	1,2	10,90	0,0196	0,187	0,17	14,40
			1,44	1,21	0,024	0,0118	2,03	1,04	13,70	0,0174	0,134	0,13	17,90
Криворожский	0,8- 1,0	1,0 H ₂ SO ₄ ЛК ⁴ ГК	1,40	сл.	0,01	-	-	-	-	-	-	-	1,40
			0,82	0,416	0,0137	0,004	3,5	0,56	0,34	0,0093	0,0033	2,8	2,20
			1,00	0,496	0,0167	0,0048	3,4	0,70	1,02	0,0117	0,0100	1,2	3,15
Высокополь- ский каоли- нит	1,2	0,3 H ₂ CO ₃ H ₂ SO ₄ ЛК ⁴ ГК	0,60	сл.	0,0100	-	-	-	-	-	-	-	0,60
			0,80	сл.	0,0133	-	-	-	-	-	-	-	0,80
			0,90	0,45	0,0150	0,0045	3,3	0,56	0,45	0,0093	0,0044	2,1	2,37
			0,94	0,45	0,0157	0,0045	2,6	0,57	1,02	0,0095	0,0100	0,9	2,98
Глуовецкий каолинит	1,4	1,0 H ₂ CO ₃ H ₂ SO ₄ ЛК ⁴ ГК	0,28	сл.	0,0047	-	-	-	-	-	-	-	0,28
			0,26	сл.	0,0040	-	-	-	-	-	-	-	0,26
			0,94	0,30	0,0157	0,0030	5,4	0,44	0,57	0,0073	0,0056	1,3	2,35
			0,90	0,68	0,0150	0,0067	2,3	0,80	1,13	0,0133	0,0110	1,2	2,90

ЛК - лимонная кислота, ГК - гуминовая кислота, сл - следовые количества элементов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ЛАНДШАФТНОЙ ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИИ

1. Научная и практическая значимость палеоклиматологических реконструкций определяется ведущей ролью их в восстановлении сложной картины развития экзогенных геологических процессов, в совершенствовании научной базы прогноза полезных ископаемых осадочного генезиса.

2. В геологической истории поток солнечной радиации создавал на поверхности земного шара широтно-поясовую термическую зональность. Климатическое разнообразие природных явлений формировало сложную внутреннюю структуру термических поясов, распадавшихся на климатические зоны - территории с различным режимом атмосферного увлажнения. Пестрота в распределении атмосферных осадков являлась следствием местных, ландшафтных причин - палеогеографии суши и моря, высоты наземных поднятий и др.

3. При современном развитии палеоклиматологии в пределах жаркого пояса возможно обособление трех климатических зон - сухой (менее 200 мм осадков в год), засушливой (400-800 мм) и влажной (более 800 мм). Последнюю в ряде случаев удается подразделить на две подзоны - переменную-влажную (800-1200 мм) и равномерно-влажную (свыше 1200 мм). Приближенная количественная оценка годовых сумм атмосферных осадков получена при сравнении ландшафтов древних эпох со сходными образованиями современной эпохи и путем наблюдений над современным течением ряда физико-химических процессов, приводящих к возникновению объектов, для которых следует предполагать принципиально такие же условия их образования в прошлые эпохи.

4. Для целей ландшафтной палеоклиматологии ведущее значение имеют две группы признаков - литологические и фациальные. Литологическими индикаторами являются отдельные типы осадочных пород - латериты, бокситы, угли, карбонатные красноцветы, различные соли и др., один факт присутствия которых в составе жаркого климатических ископаемых формаций достаточен для вынесения суждений о режиме атмосферного увлажнения ландшафтов.

5. Изменение метеорологической составляющей древних климатов выявляется при анализе особенностей строения и развития

фациальных поясов - динамически обособленных единиц геологической среды (Попова, 1963). Ограничимся лишь несколькими примерами.

В сухих зонах в составе элювия отмечается повышенная грубообломочность накоплений, развитие в них неустойчивых к выветриванию минералов и крайне ограниченное распространение глин. В условиях равномерно-влажного климата развитие элювия почти сразу вступает в фазу образования глинистых продуктов, а зона дезинтеграции коренных пород выражена слабо. В сухих областях в пределах склонов преимущественное развитие получают грубообломочные осадки обвалов и осыпей; в сильно обводненных ландшафтах в подножье склонов отлагаются однородные глины.

Волноприбойные терригенные формации, развитие непрерывно вдоль побережий, формируются во влажном климате. В сухих зонах волноприбойный пояс сложен чистыми от терригенных примесей карбонатными осадками, примыкающими вплотную к суше. В практике палеоклиматических исследований для обособления кроме полярных разностей климатов ландшафтов и переходных - засушливого и переменного-влажного используются количественные соотношения между терригенной и карбонатной составляющими волноприбойных формаций, формировавшихся в непосредственной близости от области сноса.

6. Комплексное применение литологических и фациальных показателей создает, в рамках конкретных палеогеографических обстановок, необходимую геологическую основу для реконструкции палеоклиматов ландшафтов и позволяет подойти вплотную к воссозданию сложной картины взаимодействия атмосферных масс с подстилающей поверхностью лито- и гидросферы.

В.В.Фуртес
ИГН АН УССР

РОЛЬ ДРЕВНЕЙ РЕЧНОЙ СЕТИ В ОБРАЗОВАНИИ НИКОПОЛЬСКИХ МАРГАНЦЕВЫХ РУД

1. Несмотря на значительные успехи в изучении геологических особенностей Никопольского марганцеворудного района, до

сих пор в его пределах не обращено должного внимания на палеогеоморфологические условия и процессы на водосборных площадях, способствующие образованию руд. В настоящее время особое значение приобретает изучение древних речных долин и одновозрастных им аллювиальных и морских отложений, что позволяет, с одной стороны, восстановить древний рельеф, а с другой - выявить специфические условия размыва, перемещения и аккумуляции рыхлого материала для каждого цикла времени речной сети.

2. Автором построена серия палеогесморфологических и литолого-фациальных карт. Анализ карты ложа осадочного покрова свидетельствует о том, что к началу палеогенового периода исследуемая территория представляла собой всхолмленную равнину с густой сетью эрозионных форм (речных долин), сток по которым осуществлялся в сторону Причерноморской впадины. Прослеживаются следующие речные долины: Западно-Криворожская, Восточно-Криворожская, Солдатско-Петровская, Лопкаревско-Покровская, Томаковско-Новокиевская, Ильинско-Водянская. Эрозионные формы, выработанные в допалеогеновое время, в значительной мере унаследовались ранне- и позднепалеогеновым рельефом.

3. Рассматривая величины среднего наклона дна древних долин от бучакского до олигоценового времени, можно заметить, что они постепенно уменьшаются. Это свидетельствует о том, что к началу олигоценового времени выработался пологий профиль равновесия. В связи с понизившимся уровнем древней суши, реки, впадающие в заливы олигоценового моря, имели более спокойное течение и выносили значительно меньшее количество обломочного материала. Рудный материал выносился древними реками в морские заливы в виде взвесей и коллоидов MgO_2 . В результате диагенеза в морском бассейне он превращался в сгустки (оолиты, пизолиты, конкреции). Важным фактором является возникновение более крупных по сравнению с нерудными массами сгустковых образований марганцеворудного вещества. При этом создавались резкие гранулометрические и весовые различия между рудными и нерудными массами. Рудные образования перемещались на дне мелководного морского залива, происходила дифференциация и их сортировка под воздействием гидродинамической деятельности моря. Характерным признаком, объясняющим этот факт, является изменение рудного материала от оолитовых до конкреционных, хорошо отсортированных.

Олигоценовое море было мелководным; массы воды и донные

осадки с рудным материалом захватывались морскими течениями. В условиях мелководья влекущая сила течений и волнений претерпевала резкие торможения, в результате чего переносился тонкий нерудный материал. Для сгусткового марганцевого вещества она становилась недостаточной; происходила локализация отсортированных рудных масс в зоне прибрежного мелководья, на участках резкого торможения морских течений.

Ф.И.Березовский

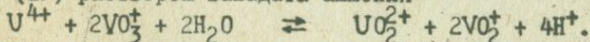
К ВОПРОСУ ИЗУЧЕНИЯ ВАЛЕНТНЫХ ФОРМ УРАНА В МОНАЦИТАХ

1. Уран входит в кристаллическую решетку монацита (Ce,La) PO₄ в качестве изоморфной примеси, замещая, главным образом, редкоземельные элементы. Монациты содержат 0,1-0,5% урана, редко его содержание доходит до 1% и более. Определение валентных форм урана в монаците представляет значительный интерес для изучения условий миграции этого элемента. Уран является типичным металлом. Известны соединения урана, в которых он проявляет валентности +3, +4, +5 и +6. Наиболее устойчив уран в шестивалентной форме. При определенных условиях довольно устойчив и четырехвалентный уран. Считается, что в природных соединениях уран проявляет валентность +4 и +6.

2. Для определения валентных форм урана в монацитах нами использованы свойства фторидов урана UF₄ и UF₆, изученные В.Г.Хлопиным и Э.К.Герлингом. Тетрафторид урана UF₄ - труднорастворимое соединение (растворимость в воде при 25°C равна 1·10⁻⁴ моль/л). В химическом отношении UF₄ является устойчивым, малоактивным веществом, а гексафторид урана UF₆ - хорошо растворимое, летучее соединение. На этих свойствах и основан примененный метод разделения валентных форм урана. После разделения уран определялся объемным методом В.С.Сахарова, заключающимся в восстановлении урана (VI) до урана (IV) раствором двухвалентного железа (II) в присутствии фосфорной кислоты

$$UO_2SO_4 + 2FeSO_4 + 7H_3PO_4 = H_2 / U (HPO_4)_3 / + 2H_3 / Fe(PO_4)_2 / + 2H_2SO_4 + 2H_2O.$$

Далее окисляли избыток железа (II) и восстановившиеся примеси слабыми окислителями (HNO₂) и титровали уран (IV) раствором ванадата аммония



В.С.Сахаров рекомендует использовать в качестве индикатора дифениламинсульфонат натрия в наполовину окисленном состоянии. Нами были применены в качестве индикаторов также дифениламин и фениланторониловая кислота.

3. Содержание урана определяли из двух навесок; в одной навеске суммарное содержание урана, в другой определяли содержание U (IV). Шестивалентный уран находили по разности между содержанием суммарного и четырехвалентного урана. Определение суммарного урана выполняли следующим образом: к навеске мелкозернистого монацита (0,1 - 0,5г) прибавляли 15 мл H_3PO_4 (уд. вес 1,57) и разлагали при слабом нагреве. После разложения раствор охлаждали до $70^{\circ}C$, прибавляли 25 мл горячей воды, 2 - 3 мл. 10%-ного раствора соли Иора и доводили до кипения. Раствор медленно охлаждали до $20^{\circ}C$, добавляли 5 мл 5%-ного раствора $NaNO_2$ и перемешивали до исчезновения коричневой окраски. После этого прибавляли 10 мл 30%-ного раствора мочевины и встряхивали до полного удаления пузырьков газа, затем титровали 0,002 N раствором ванадата аммония. По количеству пошедшего на титрование ванадата аммония рассчитывали суммарное содержание урана в монаците.

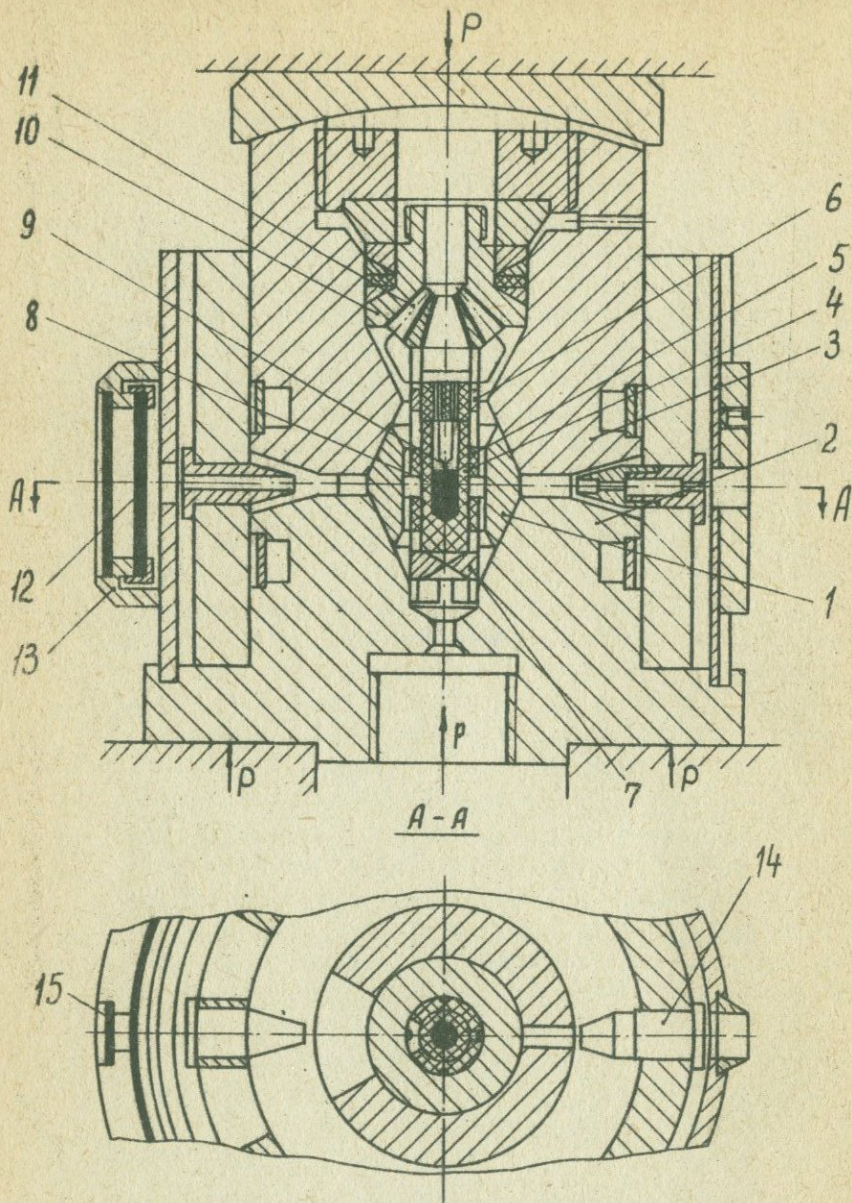
4. Методика определения четырехвалентного урана следующая: навеску монацита (0,2 - 0,8г) помещали в платиновую чашку, прибавляли 10 мл раствора NH_4F (25%-ного), 25 мл 10%-ного раствора CH_3COONH_4 , 10 мл концентрированной плавиковой кислоты и объем доводили до 100 мл. Разложение проводили на водяной бане в токе углекислого газа. Для этого платиновая чашка накрывалась полиэтиленовой воронкой, к хвостовой части которой подводили CO_2 . Через 2 часа производилось отделение выпавших фторидов UF_4 и ThF_4 от раствора (UO_2F_2). Осадок промывали путем декантации промывной жидкостью (в 100 мл жидкости - 10 мл 25%-ного NH_4F , 10 мл 10%-ного раствора CH_3COONH_4 и 1 мл 40%-ного раствора HF). Незначительная часть фторидов переходит на фильтр, который сжигали, прокаливали и прибавляли в платиновую чашку к основному осадку фторидов. В чашку добавляли 5 мл конц. HNO_3 и 10 мл конц. H_2SO_4 и выпаривали до полного удаления SO_3 . При этом уран (IV) окислялся до урана (VI). Образовавшийся при этом сульфат уранила UO_2SO_4 растворяли в 5-7 мл воды, переносили в коническую колбу 200 мл, прибавляли 15 мл H_3PO_4 . Дальнейшее определение проводили объемным методом, как описано выше.

5. При помощи описанных методов были исследованы акцессорные монациты из различных районов Украинского щита. Установлено, что во всех исследованных монацитах уран находится в двух валентных формах - уран (IV) и уран (VI), причем основная масса урана находится в четырехвалентной форме (58,8-94,8%).

УСТРОЙСТВО ДЛЯ РЕНТГЕНОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА МИНЕРАЛОВ
ПРИ ВЫСОКОМ ГИДРОСТАТИЧЕСКОМ ДАВЛЕНИИ И ВЫСОКОЙ ТЕМ-
ПЕРАТУРЕ.

1. В Советском Союзе Институтом физики высоких давлений АН СССР разработаны рентгеновские камеры высокого давления для исследования материалов при комнатной температуре, а также камеры с наружным термостатированием, которые позволяют поднять температуру исследуемого образца не выше 400°C .

2. Нами разработано устройство для рентгеноструктурного анализа минералов при высоком гидростатическом давлении (до 10 кбар) и высокой температуре (до 1000°C). Устройство состоит из бериллиевого конуса 1, поддержанного массивными из термообработанной стали наковальнями 2, 3, в которых имеется отверстие для входа и угловая щель для выхода рентгеновских лучей. Отличительной конструктивной особенностью устройства является расположение графитового нагревателя 4 внутри бериллиевого конуса в керамическом чехле 5 на токопроводящих оправках 6, 7, помещение исследуемого образца 8 диаметром до 1 мм и высотой до 3 мм непосредственно в глухом отверстии нагревателя, а также подвод термпары 9 через обтиратель 10 с тоководами 11 к образцу в непосредственной близости от прохождения рентгеновских лучей. Снятие рентгенограммы производится на обычную рентгеновскую пленку 12, помещенную в кассете 13 на расстоянии $57,3 \pm 0,05$ мм от исследуемого образца. Вострировка рентгеновских лучей, проходящих через коллиматор 14, производится по свечению флуоресцентного экрана 15. Давление в устройстве создается отдельным источником и измеряется манганиновым датчиком с точностью не менее 1%. Контроль давления в образце можно также проводить по изменению параметра решетки поваренной соли, которая добавляется небольшой порцией в исследуемый образец. Устройство вместе с надобаритным 50-титонным прессом помещается на столе рентгеновской установки УРС-60 с острофокусной трубкой.

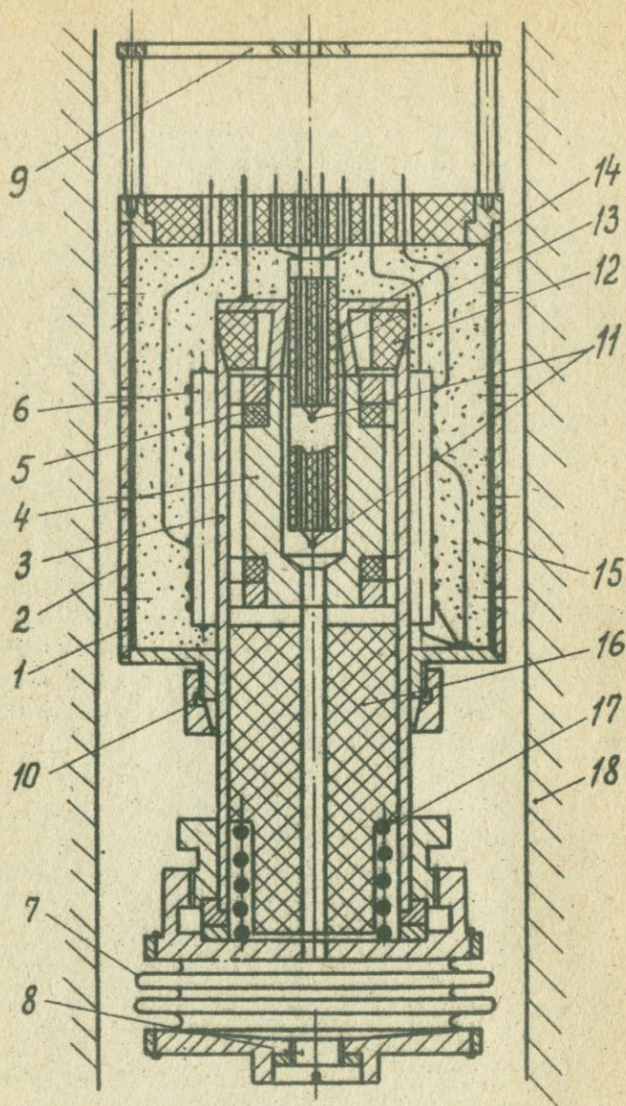


Устройство для рентгеноструктурного анализа минералов при высоком гидростатическом давлении и высокой температуре.

УСТРОЙСТВО ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ
ПОСТОЯННОЙ ВОДЫ И ВОДНЫХ РАСТВОРОВ (НЕЭЛЕК-
ТРОЛИТОВ) ПРИ ВЫСОКОМ ГИДРОСТАТИЧЕСКОМ
ДАВЛЕНИИ И ВЫСОКОЙ ТЕМПЕРАТУРЕ

1. В Донецком физико-техническом институте АН УССР разработано устройство для определения диэлектрической постоянной воды при высоком давлении при комнатной температуре, состоящее из камеры, в которую помещен емкостный датчик.

2. Нами разработана конструкция устройства для исследования воды и водных растворов (неэлектролитов) при высоком гидростатическом давлении (до 10 кбар) и высокой температуре (до 800°C) резонансным методом измерений с индикацией момента резонанса по нулевым биениям. Устройство состоит из корпуса 1 с мелкой металлической сеткой 2, емкостного датчика, в котором наружная обкладка 3 и внутренняя обкладка 4 центрируются керамическими трубками 5, трехсекционного нагревателя 6, сильфонного уравнителя давления 7 с пробкой 8 для смены исследуемого вещества, верхнего фланца 9 и цанги 10. Вводы термопар II и емкостного датчика выполнены в комбинированном из металлизированной серебром керамики электропроводе, состоящем из высокотемпературного ввода I2 и четырехканального термопарного ввода I3, которые соединены между собой промежуточной втулкой I4. Расположение термопар II позволяет непосредственно измерять температуру исследуемой жидкости. Для уменьшения тепловых потерь за счет повышенной конвекции при высоком давлении пространство между стенкой корпуса и нагревателем заполняется гранулированной керамикой I5. Для постоянного контакта с электропроводом емкостный датчик, через керамический стержень I6 поджимается пружиной I7. Все устройство в собранном виде помещается в бомбу I8 высокого газового давления.



Устройство для определения диэлектрической постоянной воды и водных растворов (неэлектролитов) при высоком гидростатическом давлении и высокой температуре.

ЗАВИСИМОСТЬ ВОСПРОИЗВОДИМОСТИ РЕЗУЛЬТАТОВ СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА ОТ РАЗЛИЧНЫХ ВЛИЯЮЩИХ ФАКТОРОВ

1. Эмиссионный спектральный анализ не является методом прямого измерения концентрации элементов в образцах. Естественно, на результатах определений сказывается не только валовый состав пробы и форма нахождения в ней искомого элемента; но и влияние целого ряда факторов, связанных с получением и интерпретацией тех физических параметров, которые несут необходимую информацию о содержании определяемых примесей.

2. Целью настоящей работы явилось установление роли основных факторов, определяющих воспроизводимость результатов спектрального анализа горных пород. Объектами исследования были выбраны представители четырех наиболее распространенных и петрохимически контрастных разновидностей горных пород (железистые роговики, амфиболы, кальцит-доломитовые мраморы и гранитоиды), в которых устанавливалось содержание Mn, Ni, Co, V, Cr, Ti, Cu, Pb, Zn, Ga, Ba. По каждому образцу проведено 30 одновременных равноточных определений, что позволило исключить влияние на воспроизводимость анализов совокупности неконтролируемых быстроменяющихся во времени факторов. Полученные результаты, представленные таблицей, свидетельствуют о существенной зависимости воспроизводимости результатов определений не только от диапазона определяемых содержаний, но и от концентрационной чувствительности выбранной аналитической линии в условиях конкретного петрохимического состава образца.

Элемент	Основа Гранитод			Железистый роговик			Кальцит-доломитовый мрамор			Амфиболит		
	\bar{x}	r	v	\bar{x}	r	v	\bar{x}	r	v	\bar{x}	r	v
Mn	210	5	17	280	10	17	800	10	12	290	10	6,5
	9,7	15,9		13	3	28	28	6	10	190	3	11
Co	466	1	14				9,4	6	14	100	3	2,6
Ti	560	10	11	730	10	12	1400	60	16	3000	10	0

	19	1	14	9,3	6	38	50	10	8,2	290	10	4,1
С	28	3	18	98	6	45	260	30	19	94	6	6,6
С	18	1	18,7	22	3	32	8,6	3	17	250	1	10
Рв	29	3	10,3				16	10	85	9,7	10	7,2
	33	30	15	39	30	21				66	30	14
а	28	3	13				27	10	20	27	3	16
Ва				130	300	36	760	800	17	170	300	26

Примечание: \bar{x} - среднее арифметическое 30 аналитических реплик,

γ - предельная чувствительность обнаружения элемента в групповом анализе,

v - коэффициент вариации.

\bar{x} и γ выражены в концентрациях элементов в $10^{-4}\%$, v дан в %

С.А.К о з а к, А.А.Ш п и г у н

К ВОПРОСУ О РОЛИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ПРОБ В СПЕКТРАЛЬНОМ АНАЛИЗЕ .

I. Одним из узловых пунктов количественного спектрального анализа является вопрос о возможности устранения или учета влияния валового состава исследуемых объектов, особенно пород и минералов, на точность и чувствительность определений. Механизм сложных физико-химических взаимодействий, которые протекают при высоких температурах во многокомпонентных системах и собственно являются источником этого влияния, изучен далеко не полностью, а возможные фазовые превращения, происходящие в них при непрерывном энергетическом воздействии, вообще не рассматривались. В процессе постоянного нагрева образца в кратере угольного электрода создаются благоприятные условия для протекания реакций в твердой фазе, которые приводят к нарушению первоначального пространственного расположения атомов, слагающих структуру, и образованию промежуточных фаз, более устойчивых при повышенных температурах. Ранее (Шпигун, 1968), путем использования высокотемпературной приставки к рентгеновскому дифрактометру, была установлена последовательность структурных превращений

некоторых минералов при относительно медленном нагреве ($4^{\circ}\text{C} / \text{мин.}$). Предполагаемая возможность преобразования структур исходных минералов за короткое время (около $500^{\circ}\text{C} / \text{мин.}$) при непрерывном и все возрастающем нагреве их в кратере электрода вытекает из уравнения Аррениуса, описывающего экспоненциальную зависимость скоростей реакций подобного типа от температуры.

2. Целью настоящей работы явилось экспериментальное установление стадийности структурных превращений минералов при нагревании их в электроде угольной дуги. Объектами исследования выбраны породообразующие щелочные алюмосиликаты — нефелин, анальцит, содалит, канкринит. Структуры названных минералов подобны между собой и основаны на трехмерном соединении кремний-алюмокислородных тетраэдров через общий атом кислорода, но отличаются количественным содержанием кремния и алюминия, а также компенсирующих катионов натрия в каркасе. Исследуемые образцы, помещенные в достаточно глубокий кратер угольного электрода, сжигались в высокоточной дуге переменного тока с прекращением съемки через определенные интервалы времени. Фазовый состав оставшегося в кратере электрода (по вертикальному разрезу) вещества был установлен методами рентгеновского анализа. Оказалось, что при относительно невысоких температурах, достигнутых в более глубоких частях кратера, анальцит, содалит и канкринит превращаются в нефелин, а затем, с увеличением температуры, переходят в α -карнегит. Установленная последовательность фазовых превращений находится в строгом соответствии с экспериментальными данными о структурных превращениях щелочных алюмосиликатов, происходящих в условиях стационарного термического нагрева.

3. Проведенные исследования позволили с позиций фазовых превращений минералов объяснить последовательность выхода компонентов в зону возбуждения дугового разряда, что является одним из определяющих факторов при оценке точности чувствительности эмиссионного спектрального анализа природных объектов.

АВТОМАТИЗИРОВАННАЯ ПРОГРАММА КЛАССИФИКАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ОПРОБОВАНИЯ ПО ПРОФИЛЯМ И ПЛОЩАДЯМ

1. В практике геологических поисков зачастую приходится сталкиваться с такими случаями, когда результаты опробования по профилям или площадям необходимо представить не в виде изолиний равных содержаний, а в виде участков или зон, в которых характер распределения опробуемого компонента различен. Если говорить общепринятым языком, то примером таких различных распределений могут служить зоны или участки с фоновым и аномальным содержанием опробуемого компонента. Другим примером могут служить различные распределения опробуемого компонента в породах разного минералого-петрографического состава, и в том случае, если в каждой из этих разновидностей имеет место фоновое содержание.

2. Поскольку речь идет о выделении совокупностей, различающихся по своим параметрам, т.е. характеризующихся различными распределениями опробуемого компонента, можно воспользоваться методом математической статистики - методом проверки статистических гипотез. При этом рассматривается объединенная выборка, в которую включены все результаты опробования на данной площади. Эта выборка разбивается на условные интервалы, в пределах которых все значения содержаний в пробах считаются принадлежащими к одной совокупности. Затем рассматриваются интервалы как самостоятельные выборки и по какому-либо критерию проверяется их принадлежность к одной генеральной совокупности. Вполне естественно, что постановка задачи, исходящая из конкретных геологических условий, определяет, какими качествами применяемый критерий должен обладать.

3. В нашем случае от критерия требуется: 1/ независимость от закона распределения, 2/ использование минимально возможного количества членов исследуемой выборки. Всем этим требованиям отвечает непараметрический критерий Ван-дер-Вардена. Исследуя (проверяя) интервалы опробования на принадлежность к одной генеральной совокупности, мы выделяем из объединенной выборки такие интервалы, которые принадлежат к одной совокупности, объединяем все значения входящих в эти интервалы проб и вычис-

ляем параметры полученного распределения. Таким образом, проверяется наличие границы раздела между интервалами и интервалы либо объединяются, либо оставляются как самостоятельные совокупности.

4. Программа проводит отбор группы с подсчетом для них среднего, дисперсии, стандартного отклонения, коэффициента вариации и границу массивов, входящих в группы. Программа сделана для машины "Минск-22".

Е.И.Котов, А.В.Тимофеев, А.Д.Хотеев,
Т.Л.Штейншнейдер.
ИГЕМ АН СССР

НОВАЯ ЛАБОРАТОРНАЯ ДЕКРЕПИТАЦИОННАЯ УСТАНОВКА (ЛДУ-2М)

1. Определение относительных температур образования минералов методом декрепитации газовой-жидких включений ограничивается отсутствием декрепитационной установки, отвечающей современным техническим требованиям и отличающейся высокой чувствительностью, работоспособностью и производительностью.

В ИГЕМ АН СССР создана лабораторная декрепитационная установка, приближающаяся по своим техническим характеристикам к поставленным требованиям.

2. Лабораторная декрепитационная установка (ЛДУ-2М) позволяет определять относительные температуры образования различных минералов в интервале до 350 или до 700°C. Предлагаемая установка отличается автоматизацией процессов нагревания исследуемого образца, записи импульсов и обработки получаемых результатов. Применяемый в установке пьезокерамический датчик сохраняет стабильную чувствительность при нагревании образца до 700°C и характеризуется малым уровнем собственных шумов, не превышающим одного импульса на 10°C нагрева.

Широкополосный усилитель характеризуется высоким коэффициентом усиления ($K = 3-5 \cdot 10^4$) и высоким входным сопротивлением ($R_{вх.} = 3 \text{ мом}$). В установке применен оригинальный блок регистрации и записи взрывов включений (импульсов), предусмат-

ривающий их суммирование в интервале 10 или 20°C нагрева образца. Емкость блока до 300 импульсов на 10 или 20°C нагрева. Установленный блок программирования нагрева обеспечивает равномерное повышение температуры образца со скоростью от 5 до 70°C в минуту.

Получаемые результаты автоматически оформляются в виде графика в координатах: температура нагрева образца - количество импульсов на 10 или 20°C нагрева. Точность определения температуры декрепитации (начала массового взрыва включений) составляет $\pm 10^\circ\text{C}$.

3. В процессе эксплуатации установки была определена относительная температура отложения нескольких разновозрастных гидротермальных редкометальных месторождений, сформированных в различных геологических условиях. В результате декрепитационных исследований, подтвержденных данными по гомогенизации включений в некоторых образцах, установлено, что температура образования месторождений, залегающих на щитах, в целом выше (500-200°C), чем месторождений в геосинклинальных зонах (350-100°C). Это подтверждает правильность проведенного ранее по геолого-минералогическим критериям деления редкометальных месторождений на несколько генетических типов.

А.Ю.М и тр о п о л ь с к и й, С.В.И л ю х и н
ИГГН АН УССР

СБОР И ОБРАБОТКА ДАННЫХ ПРИ СОЗДАНИИ АВТОМАТИЗИРОВАННОЙ ИНФОРМАЦИОННОЙ СИСТЕМЫ ДЛЯ МОРСКИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕ- ДОВАНИЙ

1. Бурное развитие морских геологических работ по изучению строения дна и выявлению минеральных богатств Мирового океана требует создания мощной научно-технической базы. Ускорение прогресса в морских исследованиях в настоящее время зависит от внедрения математических методов при решении геологических задач. Одной из основных сторон этой проблемы является создание автоматизированной информационной системы сбора и обработки данных при морских геологических исследованиях.

2. Предлагается создать автоматизированную информационную систему на базе судовых вычислительных центров НИС "Михаил Ломоносов" и НИС "Академик Вернадский", оборудованных ЭЦВМ "Днепр-1" и "Минск-22", и береговых вычислительных центров Морского гидрофизического института, Института геофизики и Института кибернетики АН УССР.

3. Основные задачи морского геолога - выяснение условий донного осадкообразования, стратификация осадочных отложений, составление геологических карт и разрезов, выявление полезных ископаемых и т.д. В настоящее время донные отложения характеризуются с помощью десятков различных параметров: геохимических, геофизических, минералогических, физико-механических, физико-химических и т.п. Без применения математического аппарата исследователь не в состоянии переварить такое огромное количество информации, провести необходимые корреляции, вскрыть внутренние закономерности, сделать объективные выводы. На каждом шагу перед морским геологом встает задача, связанная с отношением определенного геологического объекта к определенному классу по его характеристикам. При необходимости оценки геологического объекта по физическим, химическим или механическим параметрам никогда не бывает достаточным знание одного из параметров. При решении таких задач оказывается необходимым привлечение целого комплекса параметров.

4. Все эти задачи можно решать при наличии автоматизированной информационной системы сбора и обработки данных на электронно-вычислительной машине. Система должна предусматривать: а) сбор первичных геологических данных в экспедиционных условиях и оперативный ввод их в электронно-вычислительную машину; б) первичную и вторичную математическую обработку.

Сбор данных должен включать в себя определения максимального количества параметров, с помощью которых можно охарактеризовать то или иное геологическое явление, то или иное геологическое тело.

5. Мы поставили перед собой также цель максимально упростить ввод данных на ЭЦВМ. У геологов существуют определенные способы и методы сбора и записи данных на стандартных бланках. Предлагаемый метод не меняет структуры сбора и записи информации, что является ценным фактором. Это достигается путем применения в машинах типа "Минск-22" международного

телеграфного кода "М-2". Кроме того, этот код позволит с помощью аппаратов СТ-2М, телетайпов и радиосвязи передавать полученную информацию непосредственно с борта судна на береговые вычислительные центры для последующей обработки. Код "М-2" позволит оперативно вводить как буквенную, так и цифровую информацию без предварительной обработки.

6. Важной задачей математического обеспечения системы при обработке геологической информации является выбор алгоритмического языка. Основные алгоритмы должны предусматривать: а) по первичной обработке данных (редакция) - масштабирование, коррекцию нелинейности, сглаживание, усреднение, интерполирование, коррекцию ошибок, введение поправки; б) по вторичной обработке (интерпретация) - привязку данных к конкретной геологической обстановке с решением задач типа аппроксимации функций (интерпретация и экстраполяция), задач теории поля, уравнивание и продолжение полей в гиперпространстве, распознавание образцов, проверку гипотез, статистический поиск.

Предлагаемая система позволяет с минимальной затратой труда получать все необходимые данные для решения обширного ряда задач при морских геологических исследованиях.

Н.К.К р а м а р е н к о

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ КВАРЦ-ПОЛЕВОШПАТОВЫХ ГРАФИЧЕСКИХ СРАСТАНИЙ

I. Важным направлением использования результатов изучения письменных сростаний-кварца с полевым шпатом является выяснение причин и механизма взаимодействия срастающихся минералов. Для этого необходимо знание взаимной ориентировки и констант кристаллических решеток минералов во время их роста. В связи с этим методика изучения графических структур должна включать, помимо определения закона срастания, также получение сведений о составе полевого шпата.

Проектирование атомных структур обоих минералов в их первичном высокотемпературном состоянии на плоскость срастания, анализ соотношений констант решеток, соотношения разме-

ров и положения элементов внешней огранки иктиоглиптов кварца для каждого конкретного срастания позволит выявить основные закономерности и причины появления того или иного закона срастания.

2. Так как взаимная ориентировка кварца и полевого шпата в срастании (закономерная в момент зарождения) в момент измерения, строго говоря, уже не является закономерной (вследствие структурных превращений, происшедших в срастающихся минералах), данные точных измерений взаимной ориентировки кварца и полевого шпата в срастании могут быть успешно использованы для выяснения механизма их структурного превращения. Взаимная ориентировка оптических и кристаллографических направлений хорошо известна для высоко- и низкотемпературного состояний полевого шпата, но система координат при этом другая для каждого состояния. Однако необходимо получение ориентировки оптической индикатрисы и кристаллической структуры низкотемпературного и первичного полевого шпата в координатах последнего. Низкотемпературная ориентировка будет получена путем измерений, а высокотемпературную можно восстановить, получив соответствующие исходные данные по ориентировке обоих сросшихся минералов. Построение сводной "нормальной" стереографической проекции обоих структурных состояний полевого шпата и их анализ дает возможность судить о многих вопросах превращений в полевых шпатах.

3. При исследовании графических структур пегматитов предлагается совместить методику И.Т.Бакуменко с методикой изучения полевого шпата А.С.Марфунина и дополнить специальными исследованиями. В целом предлагаемая методика должна включать:

а) Исследование всех природных образцов по методике И.Т.Бакуменко (желательно в больших шлифах). Отобрать пригодные для дальнейшего исследования.

б) Для данного срастания получить химанализ и порошкограмму полевого шпата (без кварца).

в) Изготовить две ориентированные площадки. Одну - 1 [100] для определения полевого шпата по методике Марфунина, вторую - параллельно плоскости индукции для изучения срастания. Во второй пластинке (на микроскопе с реконструированным столиком Федорова) измерить положение всех кристаллографических и морфологических элементов обоих минералов по отношению к плоскости среза шлифа.

г) Из пластинки изготавливается утолщенный шлиф, в котором измеряются оптическая ориентировка (коноскопическим способом) обоих минералов, двойникование, морфология поперечных срезов ихтиоглиптов.

д) С этого же участка шлифа методом монокристалла в заданной его ориентировке определить взаимную ориентировку кристаллических решеток кварца и полевого шпата по отношению к плоскости шлифа.

е) На увеличенной (разграфка через Γ^0) сетке Вульфа строится совмещенная (по данным всех измерений в обеих пластинках) "нормальная" стереографическая проекция обоих минералов.

ж) По таблицам межплоскостных расстояний α -кварца и высокотемпературного гомогенного полевого шпата (состава, полученного химически) сравниваются межплоскостные расстояния плоских сеток базальной плоскости кварца и плоскости индукции полевого шпата (они должны быть равными или кратными), а также межузловые расстояния по совпадающим ребрам обоих минералов, лежащим в плоскости срастания (отклонения не должны выходить за пределы, допускаемые принципом ориентированного и размерного соответствия).

Если эти условия соблюдаются, то по ориентировке кварца на проекцию наносится стереографическая проекция высокотемпературного гомогенного полевого шпата данного состава.

з) Вся проекция переносится на плоскость, перпендикулярную $[001]$ высокотемпературного полевого шпата в "нормальной" установке, обычными графическими методами.

Н.К.К р а м а р е н к о

О ГОНИОМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЯХ НА СТОЛИКЕ ФЕДОРОВА

1. При изучении минералов в ориентированных шлифах (шлифы из закономерных сростаний минералов, полевых шпатов при изучении их по методике Марфунина, иризирующих полевых шпатов и др.) необходимы гониометрические измерения ориентировки кристаллографических и морфологических элементов минералов по отношению к плоскости среза шлифа. Требуемая точность таких измерений практически никогда не превышает точ-

ности обычных оптических измерений на столике Федорова. Качество рефлексов от этих элементов и, особенно, их размеры, как правило, не удовлетворяют требованиям, предъявляемым к ним при измерениях на гониометре.

2. Такие измерения предлагается выполнять на микроскопе со столиком Федорова. Идея использования универсального столика как гониометра принадлежит самому Е.С.Федорову. Для измерения микроскопических кристаллов с помощью столика Федорова А.Н.Заварицким (1929) предложена специальная методика.

3. Для измерения объектов крупных размеров (от 5x5x5 мм до 1x2x2 см) со столика следует снять все кольца, оставив лишь кольцо "М", на котором должна быть оставлена одна цапфа кольца "К". В этой цапфе закрепляется кристаллоносец. При измерении более крупных объектов необходимо изготовление специального приспособления.

Универсальный столик устанавливается на микроскопе типа МП-2 (МП-3,4-5). Источник света - полностью задиафрагмированный осветитель типа ОИ-19 (ОИ-21,24) устанавливается на расстоянии 3-5 м от микроскопа.

4. Предлагается методика гониометрических измерений минералов в площадках для ориентированных шлифов. Методика позволяет сравнительно быстро и с требуемой точностью выполнять измерения всех необходимых кристаллографических элементов, в том числе элементов, дающих чрезвычайно слабые рефлексы.

Е.П.Любчик, С.П.Олексенко, Л.А.Орлова,
Е.А.Неборак

СПЕКТРОХИМИЧЕСКОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА В ПОРОДАХ УЩ

1. Геологическими исследованиями установлена возможность обнаружения золота в докембрийских породах УЩ. Концентрации золота, достигающие промышленного содержания (выше 3 г/т), обнаружены в зонах окварцевания и сульфидной минерализации в зеленых сланцах, в конгломератах и других породах, в которых золото находится в рассеянном состоянии, не образуя скоплений. В связи с широкой распространенностью гидротермально измененных пород возникла необходимость проведения

большого количества анализов геологических образцов для изучения процессов концентрации и распределения золота в породах.

2. Современная аналитическая химия определения следовых количеств золота располагает такими методами, как пробирный, активационный, атомно-абсорбционный и спектрохимический. Низкая чувствительность прямого спектрографического определения золота требует предварительного химического концентрирования проб. Преимущества и недостатки каждого из них достаточно подробно описаны в целом ряде руководств. Разработка методов количественного определения золота в породах Ущ в отделе спектральных методов исследования проводится под руководством О.А.Кульской с 1967 года. Основное направление работ в начальный период было связано с проверкой возможности непосредственного применения опубликованных в литературе спектрохимических методов определения золота (например, различные варианты методики, разработанной в ЦНИГРИ) с учетом аппаратурной оснащенности нашего отдела и геолого-геохимических особенностей изучаемых объектов.

3. Проведенные экспериментальные исследования позволили предложить следующую методику: навеску (10 г) анализируемой пробы, измельченной до 200 меш. и обожженную при 550-600°C, растворяют в царской водке при температуре 70-75°C и непрерывном помешивании в течение часа.

При этом золото из породы переходит в раствор в виде золотохлорводородной кислоты H AuCl_4 . Для сорбции золота из раствора используется гранулированный активированный уголь марки БАУ. Гранулы отделяют от жидкости и нерастворимого осадка фильтрованием, промывают, высушивают и озоляют при температуре 500-600°C. Полученную золу набивают в канал угольного электрода и сжигают в дуге переменного тока 20 а в течение 3 минут. Регистрация спектров проводится на спектрографе СТЭ-1, фотопластинки "UV-I". Определение содержания золота в концентрате проводится по аналитическим линиям $\text{Au I } 2675,95 \text{ \AA}$ и $\text{Au I } 2427,96 \text{ \AA}$. Накопленный опыт (проанализировано свыше 10000 образцов) позволил достаточно хорошо и надежно отработать все этапы спектрохимического определения Au. Воспроизводимость результатов оценивалась по 3-х сигмовому критерию, а правильность подтверждена удовлетворительной сходимостью с данными радиоактивационного и пробирного анализов.

4. Нами установлено, что дальнейшее повышение экспрес-

сности определений не может быть достигнуто ни за счет уменьшения времени проведения подготовительных химических операций, ни экспозиции при съемке (не поддающиеся строгому учету условия возрастания интенсивности аналитических линий Au). Поэтому дальнейшие исследования и усовершенствования спектрохимического метода определения золота связаны с поисками способов предварительной качественной характеристики золотоносности образцов не только в отношении промышленных содержаний золота, но и его ореолов рассеяния. В этой связи определенный интерес представляют направления исследований, связанные с применением фотоэлектрической регистрации спектров, а также известных из литературы микрохимических методов (Юшко, 1966) диагностики минералов.

В.А. Нагорский

ОЦЕНКА СОПРЯЖЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ И ПРИЗНАКОВ КАК ОСНОВА КОЛИЧЕСТВЕННОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

1. В основе многих важных задач геологии, таких как построение металлогенических и прогнозных карт, оценка эффективности поисковых методов, выбор их рационального комплекса и других, лежит установление факта сопряженности — закономерного пространственного расположения одних геологических образований или признаков по отношению к другим — и оценка степени (силы) этой сопряженности. В настоящее время эта оценка производится, фактически, визуально, что не обеспечивает необходимого уровня извлечения поисковой геологической информации. Представляется возможным сделать оценку сопряженности количественной, используя методы вероятностного моделирования.

2. Учитывая многообразие форм проявления геологических образований, предлагается классификация типов двумерной геологической информации, в основном, графического характера. Последняя представляет собой результаты разнообразных площадных исследований — геологического картирования, геофизических и геохимических съемок и др. Всего выделяется 7 классов инфор-

мации. С целью получения числовых характеристик, поддающихся вероятностным расчетам, для каждой пары классов вводится метрика сопряженности – определенным образом измеримый параметр, имеющий ясный физический (геологический) смысл. В дальнейшем производится статистическое сопоставление двух распределений параметра, выбранного в качестве метрики – фактически наблюдаемого и теоретического, выведенного в предположении отсутствия сопряженности между объектами (признаками) изучаемых классов, т.е. их взаимной независимости. Теоретическое распределение можно получить путем вероятностного моделирования – методом Монте-Карло.

3. Оценка силы связи (сопряженности) производится по степени отличия сравниваемых распределений, а отношение их плотностей вероятностей – функция правдоподобия – отражает характер искомой связи. Эти данные позволяют построить поле вероятностей обнаружения интересующих нас объектов (месторождений) на изучаемой территории и прилегающих областях. При этом единичное значение поля отвечает вероятности успеха при поисках вслепую, а степень дифференцированности этого поля соответствует эффективности примененного поискового признака. Методика позволяет оценивать характер и силу сопряженности объектов сразу с несколькими поисковыми признаками, учитывая взаимосвязь последних, и на этой основе строить прогнозную карту по данным комплекса методов. Эффективность прогноза существенно возрастает при увеличении числа признаков в примененном комплексе.

4. Разработанные методы оценки сопряженности геологических объектов и признаков могут быть использованы при прогнозировании и поисках месторождений полезных ископаемых различных типов.

А.К.Руденко, Ф.К.Гапеев, Н.Г.Костяченко

ПОВЫШЕНИЕ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ АКТИВАЦИОННОГО АНАЛИЗА ЗОЛОТА В ПОРОДАХ

1. В последнее время кроме широко распространенных методов количественного определения в образцах горных пород часто применя

ется нейтронно-активационный метод анализа золота. Инструментальный нейтронно-активационный анализ является экспрессным и точным методом, однако по ряду причин чувствительность его относительно низка - 0,5 г/т. В отделе космохимии и ядерной геохимии ИГФМ АН УССР разработана методика активационного анализа золота, позволившая повысить чувствительность инструментального нейтронно-активационного анализа золота на 2 порядка.

2. Инструментальный нейтронно-активационный анализ золота основан на том, что при облучении естественного изотопа золота Au^{197} потоком тепловых нейтронов, по реакции $Au^{197}/n, \gamma/Au^{198}$ (сечение реакции = 96 барн) образуется радиоактивный изотоп Au^{198} , который при распаде $Au^{198} \xrightarrow{6,5 \text{ час}} Hg^{198}$ излучает бета-частицы и гамма-кванты с энергией 0,412 Мэв. Последние регистрируются сцинтиляционным гамма-спектрометром. В случае слабоактивирующейся основы образца метод дает чувствительность $10^{-11} - 10^{-12}$ г.

3. При определении содержания золота в образцах горных пород анализ сильно усложняется из-за того, что многие элементы, входящие в химический состав образца, активируются нейтронами, давая радиоактивные изотопы. Наиболее часто определению золота мешают: Na^{24} , Fe^{59} , Cu^{65} , As^{76} . Все эти изотопы создают сильные помехи обнаружению золота, так как содержание их в образце обычно на несколько порядков выше содержания золота. Это является причиной того, что чувствительность инструментального нейтронно-активационного анализа золота сильно зависит от химического состава образца и ограничивается в среднем 0,5 г/т.

4. Можно значительно повысить чувствительность инструментального нейтронно-активационного анализа, если облучать предварительно обогащенный концентрат золота. Обогащение золота производится методом, применяемым в пробирном анализе. Этот метод основан на легкой растворимости золота в расплавленном свинце. Полученный из лаборатории пробирного анализа свинцовый слиток (веркблей) активировался потоком тепловых нейтронов. При облучении веркблей образуются изотопы: Ag^{110m} и Au^{198} . Определению золота будет мешать только изотоп серебра - Ag^{110m} . Свинец, из которого состоит веркблей, не имеет γ -активных изотопов. Серебро, имея малое сечение захвата нейтронов (3,2 барн) и большой период полураспада изо-

на $\text{Ag}^{110\text{m}}$ активируется примерно в 3000 раз слабее золота. Поэтому изотоп $\text{Ag}^{110\text{m}}$ практически не мешает определению золота. Благодаря отсутствию мешающих элементов оказалось возможным точное количественное определение содержаний золота порядка 0,001 г/т, что превышает чувствительность применяемых для количественного анализа золота методов на 2-3 порядка. Облучение проводилось на атомном реакторе ИФ АН УССР, типа ВВР-М в канале №3 тепловой колонны. Описанным методом проведено определение 60 образцов. Контрольные определения показали хорошую сходимостъ результатов. Метод пригоден для количественного определения золота и серебра, содержание которых можно определять одновременно.

В.В.Скворцов, Л.А.Приказчиков

К МЕТОДИКЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ КАМЕРНЫХ ПЕГМАТИТОВ

1. Камерные пегматиты Волыни являются важным источником некоторых видов минерального сырья. Однако, как поиски отдельных тел, так и прогнозирование пегматитовых полей сопряжено с серьезными трудностями ввиду далеко не очевидной их связи с элементами геологической неоднородности. Традиционные методы геохимических исследований не эффективны из-за чрезвычайно слабой контрастности геохимических ореолов вокруг пегматитов данного типа. В силу этого при прогнозировании областей развития камерных пегматитов важен анализ тенденций в поведении геохимических признаков на основе построения соответствующих карт.

2. Общепринятые методы геохимического картирования не позволяют изучать тенденции геохимической изменчивости в пределах геологически однородных областей. В то же время, этому удовлетворяет методика составления геохимических карт, разработанная М.И.Толстым. По этой методике строятся карты изменчивости геохимического фона в изолиниях концентраций элементов с использованием принципа усреднения скользящим окном определенного размера, соответствующего заданному поряд-

ку картируемых геохимических "структур". Способ скользящего среднего позволяет подавлять как объективно существующие флуктуации поля высоких порядков, так и случайные флуктуации наблюдаемых значений поля, связанные с аналитической ошибкой.

3. Предпосылкой к постановке геохимического картирования для целей прогнозирования пегматитовых полей явились установленные нашими исследованиями геохимически различия между продуктивными (развитыми в пределах пегматитовых полей) и непродуктивными гранитами. Установлено, что ряд микроэлементов находится в относительно пониженных концентрациях в продуктивных гранитах по сравнению с непродуктивными. Области относительно пониженного фона по этим элементам, выявляемые в результате картирования, очевидно, являются перспективными с точки зрения поисков пегматитов.

4. Важным условием картирования геохимического фона является такое опробование, которое сводит к минимуму вероятность попадания в массив информации аномальных с геологической точки зрения значений поля - в первую очередь это относится к пегматитам и гранитам, непосредственно их вмещающим и находящимся в зоне их ореольного влияния, а также к областям существенного влияния ряда наложенных процессов и процессов выветривания. Выполнение этого условия обеспечивается тщательными геологическими наблюдениями, анализом геолого-структурной схемы, массовым определением физических свойств пород.

5. Улучшение качества аналитических данных способствует разработанный нами метод расчета поправок на смещение систематической ошибки спектрального анализа во времени. Это дает возможность использовать при картировании первично несопоставимые результаты анализа. Геохимические карты хорошо отражают изменчивость геохимического фона, обусловленную неравномерным пространственным распределением пегматитов, существованием областей развития гибридных гранитов вблизи контакта с другими породами; устанавливаются четкие изменения уровня геохимического фона в связи с тектонически-блоковым строением картируемой территории.

6. С целью количественной оценки сопряженности пегматитовых полей с определенными значениями геохимического фона построенные карты подлежат математической обработке. Одним из путей такой обработки является предложенный В.А.Нагор -

ским принцип расчета функций правдоподобия, величина кото - рых отражает вероятность обнаружения пегматитов в каждой точке картируемой территории, характеризующейся определенным значением геохимического фона. Расчитанные для каждого значения фона величины функции правдоподобия, полученные для детально опоскованных площадей развития пегматитов, распространяются на те же значения фона, наблюдаемые на остальной территории. Таким образом делается вывод об относительной перспективности различных участков территории по каждому из элементов, по которым осуществляется геохимическое картирование.

7. Суммирование для каждой точки карты всех полученных по отдельным элементам значений функции правдоподобия (в выбранной шкале баллов) позволяет получить интегральную оценку перспективности той или иной точки территории. В итоге строится карта благоприятных значений комплекса геохимических признаков, которую следует рассматривать как карту прогноза, основанного на геохимических данных. Проведенные по такой методике геохимические исследования явились составной частью комплекса работ, выполненных при прогнозировании пегматитов в юго-западной части Коростенского плутона.

ПРОБЛЕМЫ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА

Б е л е в ц е в Р.Я. Р-Т условия образования метаморфических пород Родионовского участка (Западно-Ингулецкая полоса Украинского щита)	5
Б е л е в ц е в Р.Я., К о м я к Т.П. О биотитах и роговых обманках из гнейсов, амфиболитов и гранитоидов Приингулья	6
Б ы с т р е в с к а я С.С. Особенности эволюции мезозойского магматизма в советской части Мармарошского массива и Восточных Карпат	8
В е н и д и к т о в В.М. К вопросу о первичной природе пироксен-плагиоклазовых гнейсов и амфиболитов Приднестровья	10
В е н и д и к т о в В.М. О расчленении гранитоидных пород Приднестровья	12
В е т р и н В.Р., В и н о г р а д о в А.Н. Элементы-примеси в акцессорном магнетите как индикаторы условий их образования	13
Г и г а ш в и л и Г.М. Стадии окварцевания в пегматитах занорышевого типа Украины	16
Г о л у б Е.Н. О чарнокитах Новоукраинского гранитного массива	17
Г о н ч а р у к А.Ф. Петрохимические особенности формирования вулканического массива Синяк (Закарпатье)	19

Д а н и л о в и ч Ю.Р. Начальный метаморфизм мезозойских (триас-юра) осадочных пород Раховского массива	20
Е с и п ч у к К.Е. О соотношении железистости породообразующих минералов в метаморфических породах Западного Приазовья	21
К а р ж а в и н В.К. Зависимость существования углеводородных газов от парциального давления кислорода минералообразующей среды	23
К у р е п и н В.А. Об условиях равновесия оливина, гиперстена и кварца	24
К у р е п и н В.А. Распределение компонентов между минералами габброидов Коростенского плутона	26
К у т о л и н В.А. К вопросу о составе верхней мантии в связи с изучением ультраосновных включений в базальтах	28
Л е в к о в с к и й Р.З. Вещественный состав, внутренняя структура и возраст Умбского гранитоидного комплекса (Кольский полуостров)	30
М а к а г о н В.М. Геолого-геохимические особенности метаморфических пегматитов Мамского слюдоносного района	31
М о л о в и ч к о Э.Г. Петрохимия и метаморфизм пород железисто-кремнистого ряда района Верховцевских магнитных аномалий	32
М а л о в и ч к о Э.Г. Метаморфизм алюмо-силикатных и щелочноземельно-глиноземистых пород Верховцевского железорудного района	34
Н а с т е н к о Н.Н. Метаморфизм шпинель-биотитовых гнейсов Восточного Приазовья	35
Н и к у л и н а Э.А., Ф о м и н А.Б. Об амфиболах ультрабазитов бассейнов рр. Рось и Тетерев	37
П р и п а ч к и н В.А. Газопроявления в изверженных породах и их прогнозирование	38
С т р у е в а О.М., Г а е в И.А. Листвениты Верховцевского района	39

Тыкочинская Л.И., Приказчиков Л.А., Скворцов В.В., Аксельрод М.Ш., Ходоровский Л.Я. О зональных дайках Юростенского плутона	41
Цуканов В.А. О проблеме пространства докембрийского магматизма	43
Цуканов В.А., Есипчук К.Е. О докембрийской гранитоидной формации Приазовья	44
Шарков Е.В. Ритмичная слоистость в расслоенных интрузиях и механизм ее формирования	46
Шемякин В.М. Формации интрузивных чарнокитов области сочленения беломорид и карелид (Сев. Карелия)	47
Шеремет Е.М. Изменение состава биотитов в гранитоидах Витим-Карельского междуречья под влиянием аутометасоматических процессов	49
Яковлев Б.Г. К вопросу о влиянии окислительной реакции на вермикулитизацию некоторых биотитов УЩ .	50
Яковлев Б.Г. О гранулитовом комплексе Западного Приазовья	52

МИНЕРАЛОГИЯ

Беличенко В.П. Исследование окраски и люминесценции лазуритов	54
Вяльсов Л.Н. К определению значений ширины запрещенной зоны рудных минералов	56
Ивлиев А.И., Меньшиков Ю.П., Петренко Г.В. Первая находка муассанита в гипербазитах гранулитового комплекса Кольского полуострова	57
Калиниченко А.М., Литовченко Л.С., Матяш И.В., Жоголев Д.А., Бобр-Сергеев А.А. Исследование структурных особенностей слюд методом ядерного магнитного резонанса	58
Ковалев Г.И., Христофоров К.К. Исследование синтетических титансодержащих амфиболов рентгеновским и ИКС методами	59
Кузнецов Г.В., Мартиросян В.О. О природе термолюминесценции ангидритов	60

Кузнецов Г.В., Куц В.П. Термолюминесценция аксессуарного апатита из кристаллических пород Приазовья	61
Кузь А.А. Типоморфные особенности кварца, кальцита и пирита	63
Кутний В.А., Польшин Э.В., Иваницкий В.П. Железистый люнебургит из Новоселовского месторождения (Керченский п-ов)	65
Лысаков В.С. Влияние условий формирования на положение максимумов полос термостимулированной люминесценции кварцев	66
Овчаренко В.К. Термо-Э.Д.С. и электропроводность некоторых ильменитов Украины	67
Пластинина М.А. Рентгеновское и ИК-спектроскопическое исследование синтетических слюд	69
Тихоненкова Е.Г. О микротвердости сульфидов железа из углей Дзержинского р-на Донбасса	70
Христофоров К.К. Инфракрасные спектры ромбических пироксенов метаморфических пород	71
Швыдкий Ю.Н. К минералогии тонких фракций четвертичных отложений Западного Закарпатья	72
Юрьев Д.И., Куделя В.К. Зависимость полупроводниковых свойств галенита от элементов-примесей	74

ГЕОХИМИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Авгитов А.К. Интерпретация эндогенных геохимических аномалий при поисках скрытого оруденения	77
Бабенко О.В., Гнатенко Г.И., Коваль В.Б. Особенности формирования уранового месторождения в железорудной провинции докембрия	78
Бсйко В.Л., Полетаева Л.Н. Металлоносность Токовских гранитов	80
Виноградов А.Н., Виноградова Г.В., Лохочя К.Г. Распределение галлия в чернокитах и гнейсах Кандалакского берега Белого моря	81

Гаев И.А., Струева О.М. Листвениты района Верховцевских аномалий, как источник золото-сурьмяно-мышьякового оруденения	83
Глевацкий Е.Б. О контактовых пироксен-магнетитовых рудах Мариупольского железорудного месторождения (Приазовье)	84
Глевацкий Е.Б. Петрогенезис обогащенных магнетитом массивных железистых кварцитов Мариупольского железорудного месторождения	86
Горлицкий Б.А., Фомин А.Б. Элементы группы железа в ультрабазитах Белозерского района	88
Грицюк Я.М. К геохимии бария и стронция в гидротермальном процессе	90
Донской А.Н., Легкая Л.И. Особенности распределения редких металлов в породах участка Мазурова Балка (Приазовье)	91
Журавлев Р.С., Осипов Д.К. Распределение урана по минералам палеозойских магматических пород Кузнецкого Алатау	93
Зиңченко О.В. Li-Rb соотношение в слюдах как индикатор режима кислотности-щелочности постмагматических процессов	94
Исакова И.В., Закреничная Г.Л. Опыт гидрогеохимических поисков ртути в Восточном Донбассе	95
Коптюх Ю.М. Свинцово-цинковые рудные формация Закарпатья	97
Коптюх Ю.М. Структурные условия размещения полиметаллического оруденения Советских Карпат	99
Куделя В.К., Юрьев Д.И., Тимошкова Л.П., Гипогенная зональность и условия образования золото-полиметаллических руд Береговского рудного района (Закарпатье)	101
Кузнецов Ю.А., Сиденко О.Р. О золоторудных проявлениях Нагольного криза в Донбассе	102

у з н е ц о в а С.В. О причинах разнообразия минерального состава ртутных и полиметаллических рудопоявлений зоны сочленения Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины	I04
К у з н е ц о в а С.В., С а х а ц к и й И.И. О проявлениях галенита в верхнем триасе Славянского купола .	I06
К у ц В.П. Геохимия редких элементов в гранитах Приазовья	I07
Л е п к и й С.Д., Л е с н о й Д.А. Структурно-литологические и геохимические особенности металлоносных битумов	I09
Л е п к и й С.Д., С у щ у к Е.Г. Особенности распределения радиоактивных элементов в пестроцветной формации Доно-Днепровского прогиба	I09
М а р у с В.И. Геохимическое поведение основных рудогенных элементов в углекислых подземных водах Украинских Карпат	II0
М о и с е е н к о И.Ф., П о п о в а Г.М. Малые и рассеянные элементы в отложениях вдавленных синклиналей Керченского полуострова	III
О с т а в н е н к о А.И., С т у л ь ч и к о в В.А. Роль связи "золото-признак" для Верховцевского рудного района Украинского щита	II2
П и в о в а р о в С.В. Эндогенные ореолы на Веровском рудопоявлении сурьмы (Центральный Донбасса)	II4
П т у ш к о Л.И. Закономерности распределения халькофильных элементов во вторичных ореолах рассеяния Никитовского рудного поля	II5
С т у л ь ч и к о в В.А., К о р о б ч е н к о С.Н. Влияние вторичных процессов на концентрацию металлов в древних породах УЩ (Верховцевский район)	II7
С у х и ц к а я Н.Я. К вопросу о генезисе сульфидов из Мариупольских железистых кварцитов	II8
С у щ и к В.Я. Условия формирования солевых ореолов и потоков рассеяния на территории Карпат	I20

Сущук Е.Г. Некоторые вопросы геохимии ртути в осадочных формациях северо-западной и западной части Донбасса	I22
Цибульчик В.М. Поведение титана в коре выветривания и связанных с ней бокситах и глинах	I23
Юшин А.А. Поведение никеля и кобальта в процессах рудообразования в Сурском районе	I25
ЛИТОГЕНЕЗ, ТИПЕРГЕНЕЗ И ОСАДОЧНОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ	
Лепилин О.М. Ландшафтно-геохимические особенности поисков никелевых месторождений в западной части Украинского щита	I27
Еськов Б.Г. Особенности состава связных аллювиальных грунтов в долине верхнего и среднего Днепра	I28
Кадошников В.М., Мовчан Н.П. Взаимодействие каолинов с органическими соединениями	I30
Жовинский Э.Я. К методике поисков флюорита и полиметаллов в древних толщах Подольского Приднестровья	I32
Клещенко С.А. Активная реакция среды, влажность и карбонатность донных осадков Северо-Восточной Атлантики	I34
Корниенко С.П. Некоторые особенности генезиса конкреций мезокайнозойских отложений юга Украины	I36
Мицюк Б.М. Некоторые выводы о механизме растворения кремнезема и извлечении его из растворов в природных условиях	I37
Мовчан Н.П., Кадошников В.М. Устойчивость каолинитов различной степени кристалличности при выветривании	I39
Орловский М.Б. Геологические основы ландшафтной палеоклиматологии	I41
Фуртес В.В. Роль речной сети в образовании никопольских марганцевых руд	I42

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Б е р е з о в с к и й Ф.И. К вопросу изучения валентных форм урана в монацитах	145
Б о н д а р е н к о М.Д. Устройство для определения диэлектрической постоянной воды и водных растворов (неэлектролитов) при высоком гидростатическом давлении и высокой температуре	147
Б о н д а р е н к о М.Д. Устройство для рентгеноструктурного анализа минералов при высоком гидростатическом давлении и высокой температуре	149
Г о р л и ц к и й Б.А., К о з а к С.А. Зависимость воспроизводимости результатов спектрального анализа от различных влияющих факторов	151
К о з а к С.А., Ш п и г у н А.А. К вопросу о роли минералогического состава проб в спектральном анализе	152
К о п т ю х И.С., Примаченко В.М., Захаров В.И. Автоматизированная программа классификации результатов геологического опробования по профилям и площадям	154
К о т о в Е.И., Тимофеев А.В., Хотеев А.Д., Штейншнейдер Т.Л. Новая лабораторная декрепитационная установка (ЛДУ-2М)	155
М и т р о п о л ь с к и й А.Ю., И л ю х и н С.В. Сбор и обработка данных при создании автоматизированной информационной системы для морских геологических исследований	156
К р а м а р е н к о Н.К. Методика изучения кварц-полевошпатовых графических сростаний	158
К р а м а р е н к о Н.К. О гониометрических измерениях на столике Федорова	160
Л ю б ч и к Е.П., Олексенко С.П., Орлова Л.А., Неборак Е.А. Спектрохимическое определение золота в породах Ущ	161
Н а г о р с к и й В.А. Оценка сопряженности геологических объектов и признаков как основа количественного прогнозирования	163

Руденко А.К., Гапеев Ф.К., Костюченко Н.Г.
Повышение чувствительности активационного анализа золота
в породах.....164

Скворцов В.В., Приказчиков Л.А.
К методике геохимических исследований при прогнози-
ровании камерных пегматитов.....166

Редактор А.А.Шатилова
Техредактор В.И.Голиков

БФ 03776 . Зак. № 93 . Изд. № 56И. Тираж 300 Формат
бумаги 60 x 84¹/₁₆. Печ.-физ.листов 11,25 . Уч.-изд.листов 10
. Подписано к печати 19.Ш.1970г. Цена 60 коп.

Лаборатория офсетной печати Ин-та экономики АН УССР. Киев, Садовая 14/1

943