

XIII КОНГРЕСС

MMA '82

19-25 СЕНТЯБРЯ

13th GENERAL MEETING

IMA '82

19-25 SEPTEMBER



ВАРНА • БОЛГАРИЯ

VARNA • BULGARIA

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ

ABSTRACTS OF PAPERS

МЕЖДУНАРОДНАЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ
АССОЦИАЦИЯ
И М А
XIII КОНГРЕСС
ВАРНА, 1982

INTERNATIONAL MINERALOGICAL
ASSOCIATION
I M A
13th GENERAL MEETING
VARNA, 1982

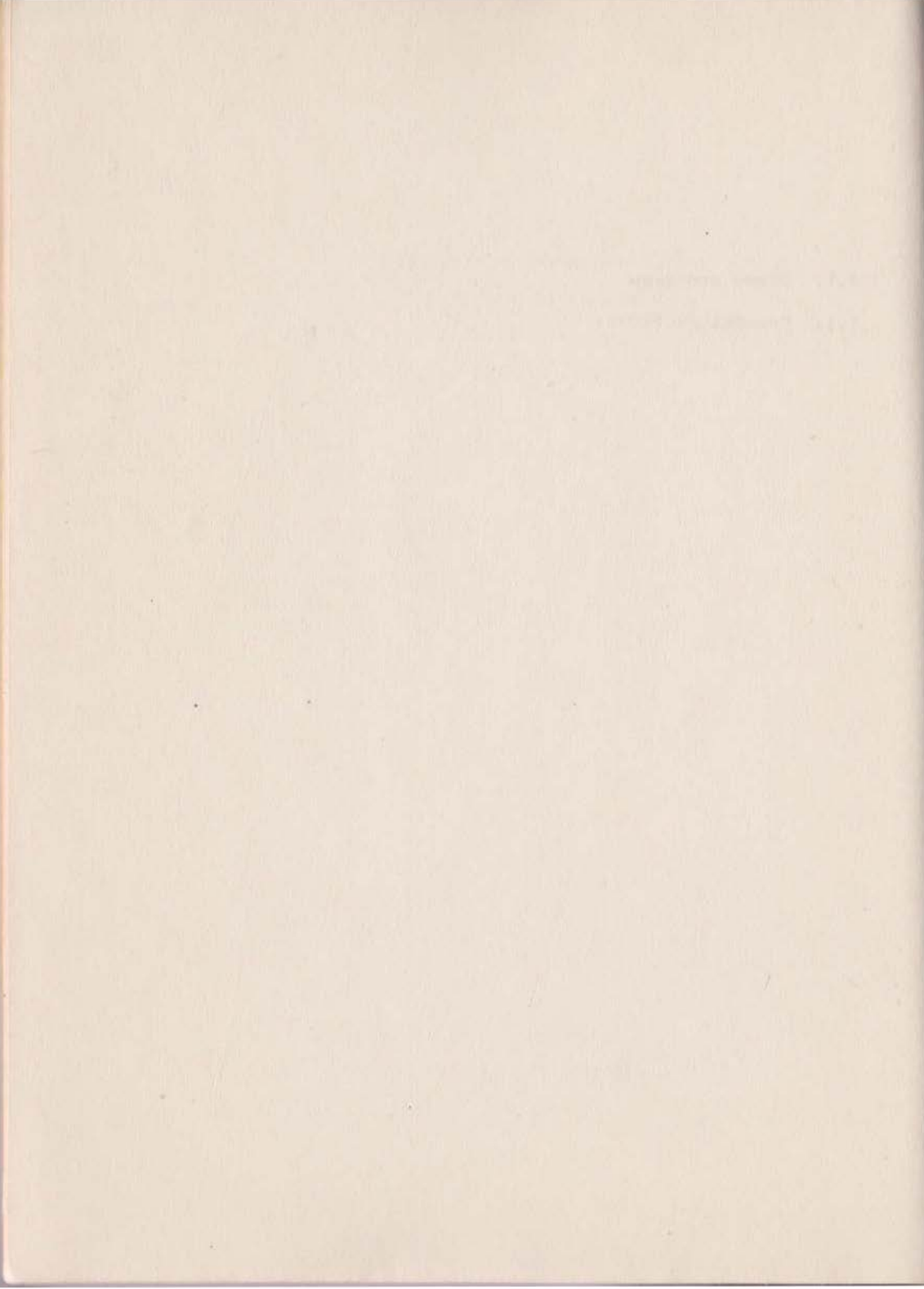
ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ
ABSTRACTS OF PAPERS

СОФИЯ, 1982. SOFIA

ИЗДАТЕЛЬСТВО БОЛГАРСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
PUBLISHING HOUSE OF THE BULGARIAN ACADEMY OF SCIENCES

1.1. Общие проблемы

1.1. General Problems



МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВОЛЬФРАМОНОСНОСТИ

В.Ф. Барabanов, Ленинград, СССР

При оценке потенциальной вольфрамоносности гранитоидных интрузий и связанных с ними вольфрамитовых и шеелитовых рудопроявлений, в настоящее время могут быть использованы следующие минералого-геохимические критерии:

1. Вольфрамоносные гранитоиды в среднем, как правило, характеризуются более высоким, чем кварцевое, содержанием вольфрама.

2. Породообразующие минералы вольфрамоносных интрузий, не затронутые постмагматическими процессами, по сравнению с такими же минералами нерудоносных интрузий обогащены вольфрамом, соответственно: 1 - плагиоклаз - в 1,5 раза, 2 - калиевый полевой шпат - в 1,5-2 раза, 3 - роговая обманка - в 2-2,5 раза, 4 - биотит - в 4-5 раз.

3. Зоны окологильных изменений вольфрамитовых месторождений характеризуются закономерными изменениями состава и свойств слюдяных их минералов.

4. Состав вновь образованных в этих зонах минералов - светлых слюд, микролина, альбита, хлорита, анасита, флюорита, кальцита, вольфрамита, шеелита, сульфидов - теснейшим образом связан с составом исходных /прейзенизируемых/ пород и воздействием на них растворов.

5. Свойства вновь образованных в зонах преиэенизации минералов в направлении к рудоносным телам закономерно и типоморфно меняются, отражая вполне объективно время и условия протекания /"этап", "стадия"/ одного процесса минералообразования.

6. Процесс окологильной преиэенизации сопровождается высвобождением, перераспределением и включением в жильные трещины минерального вещества. Кривые, характеризующие содержание составляющих его компонентов в несегрегированных воле жилах преиэенизации могут служить поисковым и оценочным признаком минерализации жильнопреиэенизовых рудопроявлений.

7. Скарново-шеелитовые месторождения характеризуются аналогичными закономерностями. Процессы скарнообразования со-

проводятся и здесь огромными по своим масштабам процессами перераспределения и чередного вещества. В ходе последних, главным образом за счет серицитизации плагиоклазов и амфиболитизации пироксенов, высвобождается кальций - главный осадитель вольфрама в данных условиях. Особенности геохимии вольфрама в контактово-метасоматических месторождениях указывают на возможность локализации богатого шеелитового орудения, в основном тонкозернистого, несегрегированного, не только в карбонатных породах, но и в участках развития плагио-пироксеновых и подобных скарпов и в скарново-гнейзовых участках месторождений.

8. Состав и свойства шеелита типоморфны. Моноклинеральные скопления шеелита, свободного из примесей, указывают на его переотложение, сопровождавшееся, как и в случае других минералов, упрощением состава. Флуорисцентные свойства шеелита позволили нам разработать простой и общедоступный метод оценки его содержания в рудах.

ПЕРСПЕКТИВЫ СОЗДАНИЯ ЕСТЕСТВЕННОЙ КЛАССИФИКАЦИИ МИНЕРАЛОВ
Г.Б. Бокий. Москва, СССР

1. В основу предлагаемой классификации химических соединений положен периодический закон химических элементов /ПЗХЭ/ в форме развернутой Менделеевской таблицы. Минералы должны в нее "вложиться". Для их классификации не требуется разработки отдельной системы.

2. Анализ истории создания ПЗХЭ. Работы до Менделеева. Открытие периодического закона. Признаки, положенные в основу классификации. Развитие системы после Менделеева.

3. Естественные и искусственные классификации, ПЗХЭ, как пример естественной классификации. Три типа отношений между элементами множеств, в частности между кристаллическими химическими соединениями /в том числе минералами/. Об индивидах твердых кристаллических веществ в свете общей теории систем.

4. Классификация химических веществ от Берделиуса до наших дней. Отношение между понятиями металл и неметалл. Условная Z-образная граница в периодической таблице химических элементов, проходящая по следующим элементам: B-Si-Ge-Sn-Bi и делящая простые вещества и химические элементы на металлы и неметаллы.

5. Предлагаемая терминология таксонов для классификации химических соединений. Первые /высшие/ таксоны в классификации химических соединений и, в частности, минералов.

Понятие вида и других низших таксонов классификации минералов. Пример на низшие таксоны - классификация минеральных видов в семействе пироксенов. Промежуточные таксоны.

Заключение, Причины, по которым классификация минералов скорее может стать "естественной", чем ботаническая, зоологическая и химическая классификация.

ВОЗМОЖНАЯ РОЛЬ РЕАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ МИНЕРАЛОВ В
РАННИХ ЭТАПАХ АБИОГЕНЕЗА

И.Л. Лапидес, Иркутск, СССР

В развитие идей В.И. Вернадского и Д. Бернала сделана попытка рассмотрения механизма передачи информации в цепи: геохимические процессы - реальное минералообразование - биосфера. Возникновение и эволюция биохимических процессов, форм жизни на начальных этапах абиогенеза определялись спецификой геохимических процессов ранних стадий развития Земли. Тесное структурное и функциональное единство косной и живой материи /В.И. Вернадский/, отраженное в фанерозое в согласованности биосферы и минерального мира, указывает на столь же тесную их связь на предбиологических этапах. Поэтому актуальны поиски конкретных механизмов абиогенеза с участием минералов.

Д. Берналом было предположено, что глинистые минералы могли служить концентраторами первичных органических соединений. Учет реальной структуры минералов приводит к выводу, что может осуществляться процесс селективной сорбции биологически важных мономерных химических соединений. Сорбция аминокислот приводит к образованию набора упорядоченных белков-протоферментов. Таким образом, минералы могли быть первичными генетическими информационными структурами для живой материи. На формирование адсорбционного потенциала поверхности минералов-матриц оказывают влияние различные дефекты решетки, активные точки поверхности, изоморфные замещения в реальных элементарных ячейках минералов.

На примере гидроксилсодержащих структур слоистых силикатов и амфиболов показана возможность расфировки информационного кода минеральных систем. Обсуждается гипотетический алфавит кода, кодоны минеральных систем, роль биоминеральных комплексов в эволюции живого вещества.

СОВРЕМЕННОЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ

Л.М. Лебедев, Москва, СССР

На примере трех гидротермальных систем: Челекенской, кальдеры Узона и вулкана Менделеева рассматривается закономерности современного гидротермального минералообразования.

Челекенская система характеризуется условием образования современных сульфидных руд, представленных сфалеритом, гринокитом, пиритом, грейгитом и др. Главная особенность минералообразования связана с поверхностной разгрузкой металлоносных рассолов и формированием рудопроявлений, представленных оксигалоидными соединениями Pb, Cu и Ag /болеитом, куменгитом, диаболеитом, лаврионитом, атакамитом/.

В гидротермальной системе вулкана Менделеева минералообразование происходило при поверхностном стоке металлоносных сульфиднохлоридных гидротерм и в условиях их сопряженной разгрузки с сероводородными газовыми струями, в результате чего формировались сульфидные руды, представленные главным образом дисульфидами железа, а также энаргитом, лидонитом, киноварью, онофритом.

В гидротермальной системе кальдер Узона установлены парагенетические ассоциации основных рудных минералов, образовавшиеся в зонах сопряженной разгрузки металлоносных и сероводородсодержащих натриевохлоридных гидротерм.

В заключении рассматриваются некоторые общие вопросы современного минералообразования.

ЭВОЛЮЦИОННЫЙ АСПЕКТ МИНЕРАЛОГИИ ГРАНИТОИДОВ

В.Б. Марин, Ленинград, СССР

Рассмотрены основные закономерности изменения минерального состава разновозрастных гранитоидов, последовательно возникавших в течение тектоно-магматического цикла. Выявлены особенности изменения состава, структуры и свойств породообразующих, акцессорных и постмагматических минералов, сквозных или проходящих для всех анализируемых гранитоидов, а также сопоставлены по этим же особенностям гомологичные гранитоиды каледонских, герцинских и киммерийских циклов. Все это позволило наметить на минеральном уровне основные тенденции эволюции последовательно образующихся гранитоидов, сделать общий вывод об усложнении структурно-вещественной организации в эволюционном ряду интрузивных образований и рассматривать установленные тенденции как результат структурно-организационных процессов "восходящей эволюции", происходящих в неживой природе и обсуждавшихся в наиболее общем виде с философских позиций П. Тейяром де Шарденом.

Проведенный анализ позволяет также подчеркнуть плодотворность использования в петрографии и учении о формациях введенных Д.П. Григорьевым в минералогии и развитых Д.В. Рундквистом применительно к вопросам рудообразования и металлогении представлений об онтогенезе и филогенезе и их параллелизме, положенных в основу геогенетического закона. С этих эволюционных позиций среди разнообразных серий /или рядов/ интрузивных формаций конкретных регионов возможно установление закономерных сочетаний догранитоидных и гранитоидных серий в рядах формаций, ранних и поздних формаций и их подтипов в гранитоидных сериях и т.д., что открывает возможность предсказания по минерально-петрогеохимическим особенностям отдельных членов серии характера всей серии /ряда/ или ее составляющих, включая рудное сопровождение, с оценкой типа рудоносности.

ПРОБЛЕМА СИСТЕМАТИКИ И НОМЕНКЛАТУРЫ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ
Д.А. Минеев, Москва, СССР

1. Редкоземельные минералы из-за наибольшего числа варьирующих изоморфных компонентов в их составе /Y, La и 13 лантаноидов/ обычно относятся к наиболее сложным объектам минералогической систематики. Это послужило основанием для разработки особой системы номенклатуры редкоземельных минералов /А. Levinson, Am. Mineral., 1966, 51, 152/, утвержденной КЕМ ИМА. Между тем несомненно, что систематика всех минералов должна по-возможности базироваться на единых общеминералогических принципах.

2. Пятнадцатилетний опыт и статистический анализ состава всех известных редкоземельных минералов позволяет утверждать, что предположение А. Левинсона о необычайном разнообразии спектров РЗЭ в собственно редкоземельных минералах является безосновательным. В подавляющем большинстве собственно редкоземельных минералов в полном соответствии с геохимическими закономерностями эволюции природной смеси РЗЭ количественно существенно преобладают Y или Ce - два главных по распространенности в своих подгруппах редкоземельных элементов. Это позволяет отказаться от формальной систематики, предложенной А. Левинсоном, и вернуться к обычному общеминералогическому принципу выделения минералов по преобладающему редкоземельному элементу, как это правильно сделано в систематике минералов группы пироклора: церопироклор $(Ce, Ca, Na)_{1-2}Nb_2(O, OH)_7$, иттропироклор $(Y, Ca, Na)_{1-2}Nb_2(O, OH, F)_7$.

3. В крайне редких, единичных случаях, обусловленных, как правило, вторичным процессом частичной потери церия из-за его окисления до Ce^{+4} , в спектре РЗЭ вторичных минералов /фторидов, фторкарбонатов, гидрофосфатов/ в той или иной мере могут преобладать соседи церия по ряду лантаноидов La или Nd, следующие за ним по кларковой распространенности. Эти химически и генетически особые, редкие минералы имеют право на самостоятельные названия: лантанбастнезит, лантанфлюоцерит, лантанмонацит, лантанрабдофанит и неодимфлоренсит, неодимсинхизит, неодимтундрит, неодиммонацит /всего 8 находок/. Единственный квазимоноредкоземельный минерал празеодима /техасит/

справедливо утверждён КНИ ИМА с самостоятельным названием.

4. Значительное разнообразие спектров лантаноидов характерно не для собственно редкоземельных минералов, а лишь для РЗЭ-содержащих минералов кальция, урана, тория, марганца, железа, циркония, скандия и других элементов - для их редкоземельных разновидностей.

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОНЦЕВЫХ МИНЕРАЛОВ

Т.Н. Надёжина, Е.А. Победимская, Н.В. Белов, Москва, СССР

Суммирован экспериментальный и теоретический материал по структурной минералогии стронция. Составлены таблицы кристаллофизических и кристаллохимических данных стронцевых минералов.

Для описанных кристаллических структур индивидуальных соединений выявлены кристаллохимические особенности. Установлено, что образование стронцевых минералов на всех геологических стадиях кристаллогенезиса определяется стремлением стронция к высокой координации. В преобладающем большинстве минералов для стронция осуществляется координационное число 8, 9 - 11 /нордит, перрьерит, стронциевый апатит, палермоит, бревстерит, харадаит, стронций-титановый гидросиликатный минерал, туннелит, витчит, стронциоджинорит, тихоненковит и другие/. В координации 9 и 12 стронций находится в промышленных минералах стронцианите и целестине. Тому же кристаллохимическому принципу подчиняется и изоморфный стронций, заменяющий крупные катионы в породообразующих минералах /кальциевых плагиоклазах, калиевых полевых шпатах, нефелине и других/.

Рассмотрены с кристаллохимических позиций парагенетические ассоциации стронцевых минералов.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РТУТОНОСНОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОЛГАРИИ

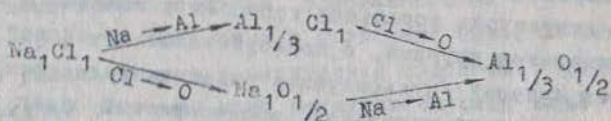
Н.А. Озерова, Москва, СССР и В.В. Бресковска, София, Болгария

Ртутносность гидротермальных месторождений Болгарии изучалась на примере полиметаллических месторождений Маджарово, Седмочисленицы, Мадан, сурьмяного Черничево и др. На основании полученных результатов, с учетом данных В. Атанасова по ртутным минералам из месторождений Седмочисленицы и Чипровци, можно утверждать, что месторождения Седмочисленицы и Чипровци характеризуются повышенным уровнем концентрации ртути, а месторождения Маджарово и Черничево - чрезвычайно низкими ее содержаниями. Если обратиться к региональной позиции этих месторождений /металлогенические схемы Р. Стоянова/, то первые два расположены в зоне долгоживущего глубинного разлома, который определял структурный план еще Прародоп - разделял Мизийскую плиту от мегаблоков Родоп, а в Неородопах активизировался; иная тектоническая позиция месторождений Маджарово и Черничево - они находятся за пределами таких крупных, длительно развивавшихся структур. Таким образом, отчетлива ртутная специализация рудных месторождений, приуроченных к зонам долгоживущих глубинных разломов. Это находится в согласии с известными данными по другим рудным провинциям - в СССР, Финляндии и т.д.

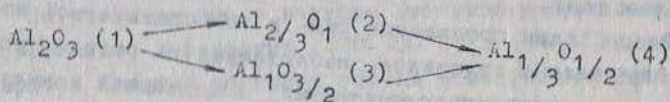
СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МОЛЯРНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК МИНЕРАЛОВ
НА ОСНОВЕ ИХ СТАНДАРТНЫХ КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИХ ФОРМУЛ

Д.Н. Павлушин, Якутск, СССР

1. Вывод стандартных формул минералов можно представить в виде условной цепи их взаимных превращений посредством псевдоизоморфного замещения Ионов с сохранением электронейтральности структуры, например:



В результате такого логического эксперимента выявляются три новых типа формул минералов:



2. Сравнительный анализ молярных характеристик минералов, приведенных к одному заряду аниона по формуле типа 4 /молярный объём, энергия атомизация/, даёт возможность по-новому подойти к решению некоторых вопросов кристаллохимии.

3. Стандартизация формул минералов позволяет вычислять "молярные" объемы горных пород и руд и их объемные изменения из данных об их химическом составе и плотности, суммировать молярную энергетическую характеристику горной породы из характеристик составляющих её минералов и их объемных соотношений в породе, наглядно сравнивать объемные и тепловые эффекты химических реакций между минералами.

СВОЕОБРАЗИЕ МИНЕРАЛОВ И МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ,
ФОРМИРОВАННЫХ В УСЛОВИЯХ МАЛЫХ ГЛУБИН

Н.В. Петровская, Москва, СССР

Характерными чертами малоглубинных месторождений являются следы широкого развития в рудах метастабильных минеральных фаз и резко неравновесных минеральных ассоциаций. Такие следы сохраняются в структурах локальной коррозии и активного замещения одних минералов другими, с периодической инверсией направленности этих явлений /пульсирующее развитие растворения и отложения одних и тех же минералов, неоднократный обмен позициями между замещающими и замещаемыми минералами, исчезновение нестабильных фаз/.

Своеобразны проявления сля- и эпигенетической неоднородности минеральных индивидов, наблюдаемые на разных уровнях, включая электронномикроскопический: контрастная зональность роста и диффузионной перегруппировки примесей, дефектность кристаллов, их тончайшая пористость и т.п.

Отмеченные особенности рассматриваются как следствие влияния резко изменчивых в зонах малых глубин термодинамических условий, способствовавших периодическому изменению окислительного режима, вскипанию и гетерогенизации минералообразующих сред, развитию в них полимеризации и возникновению коллоидных фаз. Возникавшие в этих условиях лабильные многофазные системы испытывали затем многократные трансформации. Конечными продуктами таких процессов явились существующие в настоящее время минеральные ассоциации, в большей части неравновесные и не могущие относиться к первичным минеральным парагенезисам.

Периодичность явлений осаждения и преобразования веществ по заключению автора связана с пульсацией синрудных тектонических движений. На развитие минералообразование и на состав образовавшихся сочетаний минералов существенно влияла "тектоническая пыль", периодически возникавшая в трещинных полостях.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРУКТУРНО-ГЕНЕТИЧЕСКИХ СВЯЗЕЙ В МИНЕРАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ

В.Л. Таусон, М.Г. Абрамович, Иркутск, СССР

До последнего времени экспериментальное моделирование природных минеральных систем ограничивалось в основном твердофазовыми отношениями и равновесиями типа кристалл-раствор /газ/, и явно недостаточное внимание уделялось моделированию реальных кристаллических структур для целей генетической минералогии. Между тем, с помощью особого экспериментально-кристаллохимического подхода, основанного на изучении дефектных структур в искусственных и природных минеральных системах, можно решать важные генетические проблемы. Применительно к сульфидным системам нами развиваются следующие направления экспериментально-кристаллохимических исследований.

1. Моделирование субструктуры минералов

Получены данные о размере субмикроскопических блоков в гидротермально выращенных /400-500°C, 1 кбар/ кристаллах сфалерита. Средняя величина блоков в направлении [111] изменяется от ~40 до более чем 200 нм и сильно зависит от химического состава кристаллообразующей среды. Пластическое деформирование сфалерита при комнатной температуре измельчает блоки до ~20 нм.

2. Онтогенез метастабильных форм

Моделируются процессы осаждения и низкотемпературного роста кристаллов сульфидов. Установлено, что низкотемпературный сфалерит-вертцитовый полиморфизм ZnS представляет собой фазовый размерный эффект, вызванный различием в удельных свободных поверхностных энергиях сфалерита и вертцита ($\Delta \sigma \sim 0,2 \text{ Дж/м}^2$). Получены сведения о возможности фазового размерного эффекта в HgS и CdS.

3. Флуктуации химического состава и диффузия в твердых растворах

Моделируются флуктуации состава кристаллов как возможные источники генетической информации. Оценка небольших отклонений от стехиометрии структурных элементов смешанных кристаллов по составу и определению коэффициентов взаимной диффузии атомов с помощью анализа профилей рентгеновских дифракционных отражений.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИНВАРИАНТНОСТЬ И
ФАКТОРЫ ИЗМЕНЕНИЯ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МИНЕРАЛОВ

В.Г. Фекичев, Москва, СССР

Действующие в рамках известной модели однородной изотропной расширяющейся Вселенной критерии однородности требуют, чтобы свойства Вселенной в различных точках трехмерного пространства в один и тот же момент времени были одинаковы. Оценка баланса электромагнитных и ядерных сил в ядрах изотопов Sm в природном ядерном реакторе Окло, проведенная физиками, и их последние опыты, доказывавшие, что среднее время жизни протона $> 3 \cdot 10^{30}$ лет, указывает на постоянство законов природы во времени. Отсюда мы делаем строгий вывод, что физические свойства атомов и их соединений /минералов/ должны быть при одинаковых условиях образования и нахождения тождественны независимо от их положения в пространстве и времени. Накопившиеся к настоящему времени результаты исследований свойств минералов из различных участков солнечной системы /Земли, Луны, метеоритов/ с возрастом в диапазоне не менее 4,5 млрд. лет не противоречат пространственно-временной инвариантности их физических свойств. Если на минералы не действуют какие-либо силы, являющиеся факторами их изменения, то физические свойства минералов не меняются и остаются миллиарды лет как бы в замороженном состоянии. Для всей Вселенной в среднем должен быть один и тот же сравнительно ограниченный набор минералов. Дается классификация факторов изменения физических свойств минералов, к которым относятся: давление, температура, гравитационное, электрическое и магнитное поля, поля сил, действующих при взаимодействии элементарных частиц и внутри ядер атомов, различные излучения и потоки частиц, изменения в химическом составе минерала без разрушения структуры.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ
МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ

И. П. Шкин, Сыктывкар, СССР

Для современных топоминералогических исследований характерен переход от кадастровосоставительских тенденций к установлению специфики минералогических провинций, к выяснению пространственно-временных закономерностей минералообразования и минералораспределения, к сравнительному анализу провинций.

Разрабатывается специальный методический аппарат структурных и пространственно-временных исследований в топоминералогии. Он включает изучение анатомии минеральных индивидов и агрегатов и взаимоотношений между ними, онтогенетический анализ, генетикоинформационный анализ, установление эволюционных рядов минералов и минеральных ассоциаций и их геохронологическую увязку. Минералогическая структура провинций раскрывается на основе минералогического картирования.

Для характеристики специфики минералогических провинций и их сравнительного анализа вводится система показателей /число минералов, видовой состав, количественные соотношения, конституционный и симметричный показатель и др./.

Энтропия этих показателей отражает сложность минералогической структуры провинции и является критерием развития. Провинции с генетически однородной структурой характеризуются $H_{\text{кх}}$ менее 2,6 бит, $H_{\text{сим}}$ менее 3,5 бит, генетически гетерогенные - более высокой энтропией. Количество энергии, потребляющееся для организации вещества в конкретную минеральную форму существования, прямо или косвенно отражается через суммарную структурную плотность $P_{\text{Д}}/P_{\text{А}}$ магматических пород - 0,41, метаморфических - 0,40, седиментационных - 0,34; от мантии к коре $P_{\text{Д}}$ меняется от 0,46 к 0,40/.

На основе сравнительного анализа предпринята попытка типизации пространственной структуры минералообразовательных систем и классификации минералогических провинций.

EXPERIMENTAL MINERALOGY AND SINGLE CRYSTAL
SYNTHESIS OF TO-DAY

V.S. Balitsky, Alexandrov, USSR

1. One cannot think of the modern science and technology without a number of monocrystalline materials used in a large variety of applications. They are especially important in the field of electronics, radio, optics and machining of metals. Nature has produced a limited number of minerals whose crystal dimensions, physical properties and degree of perfection permit their use in one of these fields. The industrialized countries have developed though new industries producing synthetic single crystals of various materials.

2. Such an industry cannot be started if not based on findings of experimental mineralogy - sciences born by mineralogy, chemistry and physics at the end of the XVIII century. The XIX century (its second half, in particular) had seen a success in synthesis of quite a number of the known minerals. An industrial production of these from stoichiometric melts, high temperature flux, hydrothermal media and vapour phases has been proven possible. After the World War II single crystal synthesis has turned to be a self-sustained scientific and practical field called "Crystal growth" or "Materialogy" and independent of the experimental mineralogy. It has not been left for the latter but studies of the natural mineral forming systems and some rare exceptions in the field of synthesis.

3. Natural minerals provide an endless flow of scientific data on chemical compositions, structures and properties that prompt to scientists a variety of attempts in synthesis and treatments of the new materials. So the industrialized synthesis and the science of pure mineralogy should maintain, as yet, their bonds in the form of experimental mineralogy.

CORRELATION BETWEEN CRYSTAL SITE ENERGY, STABILITY AND
ION-EXCHANGE PROPERTIES IN OXIDES AND SILICATES

F. Delbove, J.-L. Robert, M. Volfinger, Orléans, France

The Henry's partition coefficients of monovalent elements (X) between synthetic minerals and hydrothermal solutions were systematically measured. The mineral studied were leucite, albite, sanidine, muscovite, biotites, hornblendes for traces of Li, Na, K, Rb, Cs and anorthite, celsian for Ca, Sr, Ba.

The partition coefficient P_X is a function of a structural adaptation parameter δ_c of the trace ion in the concerned silicate and is independant on the mineralogical family.

The mathematical expression of this relation is:

$$\log P_X = - 5.1 \delta_c + 1.1 \text{ for small ions}$$

$$\text{and } \log P_X = 6.3 \delta_c + 0.2 \text{ for large ions,}$$

with $\delta_c = r_{tc} - r_c$; r_{tc} is the ionic radius of the trace cation in the right coordination and r_c , the radius of the cavity it enters.

The first aspect is to define the coordination numbers of the major as well as the trace cations and therefore the dimension of that cavity. Purely geometrical considerations are not sufficient, and the effective electrostatic bonds must be considered, based on bond valence models.

The second aspect is the interpretation of this adaptation parameter in term of energy. This exchange energy is measured by P_X : $\Delta G^0 = - RT \ln P_X$.

The experimental results can be interpreted with a model of local distortion of the anionic network; the parameter δ_c measures the displacement of the anions out of their initial position. With the same model, it is possible to explain the evolution with temperature of the extent of solid solution domains in ionic structures. Examples are taken in the mica group (biotites and lepidolites).

MINERALS AND ASSOCIATIONS AS CONDITIONS OF GENETIC
INDICATORS AND ORE HUNTING EVIDENCE

A.I. Ginzburg, Moscow, USSR

1. In the recent years the most significant achievement in the field of mineralogy is the determination of the ways to decipher the physico-chemical conditions of mineral's origin on the basis of conception of mineral's typomorphism. It provides for the working out of a new approach to ore prospecting. Thus the genetic mineralogy has got a new sense. A new brunch formed on the junction of mineralogy and prospecting has given birth to the prospecting mineralogy.

2. A wide range of physico-chemical conditions for the stability of minerals makes it necessary to study either a single mineral or an association of minerals. In this case the so-called "transit" minerals formed in a wide range of P-T conditions are being studied with consideration to its constitution (composition and ion arrangement in the crystal structure). Minerals of the constant composition are being analysed with consideration to their crystal morphology and the distinctive features characteristic of the composition of the real crystal (crystal defects, impurity and point centers, the degree of the lattice ordering, non-stoichiometry etc).

3. Any mineral is marked by its distinctive features (typomorphic properties) being the most informative ones they may be used as indicators of the conditions of its origin and as the ore hunting evidence too. One should bear in mind that these evidences can be of a general, an universal and a local character and can become apparent only under the certain conditions within the concrete regions.

4. The most significant methods of defining the typomorphic properties of minerals are as follows; a crystal morphological analysis, the microprobe analysis (in particular the study of the admixture elements), the diffractometric study, the spectroscopic methods (IR-spectroscopy, the optical-spectroscopy, the luminescent spectroscopy), and a number of radiospectroscopy methods, such as ESR, ENDOR, and Mössbauer effect.

CRYSTALLOCHEMICAL CLASSIFICATION OF OXIDE MINERALS

P. Keller, Stuttgart, FRG

An uniform crystallochemical classification of all oxide minerals together is desirable and such a classification will be possible in consideration of all coordination polyhedra (=CP). Unfortunately, clusters resulting from condensation of all CPs in a crystal structure are often very complex as a result of the possibly great number of chemical and topological variables, e.g. charge and coordination number (= CN) of cations, typ and coordination of anions, etc. Several crystallochemical terms and relations have been established and determined to engage all these variables. The most important are: The ligand/cation relation. For the general formula $M_a^{m+} M_b^{2+} M_c^{3+} M_d^{4+} (H_2O)_g (OH)_h (X^{m+} O_k)_l \cdot p H_2O$ is $\beta = \sum L / \sum M = (g+h+k.l) / (a+b+c+d) = (\sum \nu_M + l(m-k) + g) / \sum M$, where $\sum \nu_M$ = sum of charges of the cations. The values of β are topologically circumscribed as $\overline{CN} / n_{max} \leq \beta \leq \overline{CN}$, where \overline{CN} = medium coordination number of a structure. The linkage of the CPs in a structure is given by $(CN -) = (n-1)E/n$ and $E_{max} = CN$, where E = number of connected ligands, n = coordination number of ligands. To determine the possible CPs of a structure from a given formula or to determine the possible crystal structures for given CPs, further terms and relations can be used: The charge sum of coordination polyhedra ν_{CP} . For the general formula of an isolated CP, $CN_M^{z+} (H_2O)_q (OH)_r O_s$, is $\nu_{CP} = z - (r+f.s)$, where $f = 2$ for simple oxides, $f = 1$ for silicates, etc. In a crystal structure is $\nu_{CP} = 0$ and therefore $\beta_o = (z(r+s/f)) / (CN-q) + q$ and $(CN - \beta) = r(1-z/(r+s)) + s(1-z/f(r+s))$.

Several detailed examples for the suggested classification will be given in the poster according to the following scheme: At first, the minerals are divided into 4 groups with finite or infinite clusters, extending in one, two or three dimensions. Then, the minerals in one group have to be classified according to the density of packing of the CP clusters.

THE COMPATIBILITY OF SELECTED MINERALOGICAL DATA FOR
THE TELLURITES, TELLURATES, SELENITES AND SELENATES
J.A. Mandarino, Toronto, Canada

The chemical, optical and density data of all natural tellurites, tellurates, selenites and selenates have been tested by the author's compatibility concept (Mandarino, 1981). The Gladstone-Dale constants given by Mandarino (1981) were used to calculate K_C ; K_p was calculated from the mean refractive index and the calculated density. From these, values of $1-K_p/K_C$ were calculated for each mineral. Categories defined on the basis of $1-K_p/K_C$ are: 0.000-0.019, superior; 0.020-0.039, excellent; 0.040-0.059, good; 0.060-0.079, fair; greater than 0.079, poor. Twenty-four tellurites are known, but only twenty had the full data necessary for these calculations. For the 20 tellurites, 3 (15%) sets of data were characterized as superior, 7 (35%) as excellent, 3 (15%) as good, none as fair and 7 (35%) as poor. The distribution for seven tellurates (another tellurate lacked the required data) is: three (43%) superior, none excellent or good, one (14%) fair, and three (43%) poor. The data for four minerals containing tellurite and tellurate groups are: one (25%) superior, none excellent or good, one (25%) fair, and two (50%) poor. Another two minerals in this group had insufficient data so they could not be assessed. The data for ten selenites showed much higher compatibilities with six (60%) superior, 2 (20%) excellent, one (10%) good, none fair, and one (10%) poor. Of the known selenates only one had sufficient data for this study; its data were classed as superior. Imprecise measurement of the high refractive indices of the tellurites and tellurates probably accounts for the generally poorer compatibility of their data compared to those of the selenites which have generally lower refractive indices.

CHEMICAL ZONING IN CRYSTALS AS AN INDICATOR OF THE
LIMITATIONS ON ISOMORPHOUS MISCIBILITY IN MINERALS

J. Minčeva-Stefanova, Sofia, Bulgaria

Zonal changes in the chemical composition of mixed crystals are widespread manifestations of the isomorphous phenomena in minerals. They are characterized by various trends in the distribution of the chemically different zones from the core towards the periphery of the crystals of a given mineral. These characteristics - frequency of occurrence together with a variety of zoning patterns, make the chemical zoning an important source of genetic information. Yet, in spite of its importance, the problem of chemical zoning and its genetic significance (with few exceptions) has not been considered in the literature so far.

The zonal variation of chemical composition of a given crystal is the result of abrupt or gradual changes of one or several of the factors favouring the isomorphous mixing. This means that the growth conditions of a mixed crystal of given composition are strictly defined and that the smallest changes in the characteristics of the respective factors lead to changes in the proportions or in the activities of its main components. This conclusion is supported by the very small width, frequently less than 1 mm, of the separate zones. Consequently, even in systems of perfect miscibility there are limitations restricting the formation of mixed crystals of constant composition over prolonged periods.

The ultimate expression of the restrictions on isomorphous mixing is the appearance of order in the distribution of a component in the structure of the host mineral. Mixing can be imitated in the formation of micron-thick "epitaxial" layers of a component at given moments during the crystallization of the main component in systems (or parts of them) of no miscibility.

Pb(II) OXYSALTS AND SULFOSALTS: SEARCH FOR THE LONE PAIR
F. Moore, Chicago, USA

As a consequence of structure analysis and refinement of several Pb(II) oxysalts, it became clear that the PbO_n coordination polyhedron is not so easily defined. Depending on the investigator's judgement of the oxide coordination sphere, n has been reported between $3 \leq n \leq 12$ in the literature. Three new structure determinations: roebingite, $Pb(II)_2Ca_7(OH)_2 [Si_3O_9]_2 [SO_4]_2 \cdot 4H_2O$; hyalotekite, ca. $Pb(II)_2Ba_2Ca_2 [B_2Be_{1/2}Si_9^{1/2}O_{28}]F$; and kentrolite, $Pb(II)_2Mn(III)_2O_2 [Si_2O_7]$ each presented special problems. In these, and in many other lead oxysalt structures, the localized $6s^2$ lone pair of electrons for Pb(II) is interpreted as manifesting a pronounced lone pair-bond pair interaction with subsequent distortion of the PbO_n polyhedron. The Pb(II)-O distances can range from 2.2 Å to 3.4 Å in a polyhedron and this Pb(II) "off-centeredness" often creates problems in specifying coordination geometry.

Sulfosalts will also be discussed as will spatial distributions of lone pair cations [e.g., Te(IV), Se(IV), S(IV), Bi(III), Sb(III), As(III), Pb(II), Sn(II), Tl(I), In(I)] in these compounds.

MICROCOMPUTER BASED SYSTEM FOR STUDY OF MODULAR
CRYSTALLOGRAPHY OF MINERALS

Y. Ohashi, Philadelphia, USA

Large digital computers are not always designed to support highly interactive and multi-device mode of operation. In order to study modularity of mineral structures, an interactive graphic system based on an 8-bit Z80 microcomputer has been developed. The main frame, cost about U.S. \$4000-5000, has an S-100 mother board with 18 slots, memory of 64K bytes, and dual floppy drives with 630K bytes storage. The peripherals, cost about the same as the computer, include a graphic display, a dot-matrix graphic printer, a plotter, a digitizer for image input, a modem to communicate with other computers. Software was written mostly in FORTRAN and a few in Z80 assembly language. Many subroutines are integrated using an overlay loader. Typically crystal data are first input from a keyboard and edited on screen if necessary, and added to data base. Then all coordination polyhedra within a specified volume space are created and displayed on a graphic terminal. Larger modules can be specified and saved on a separate disk file. The screen image can also be directed to a graphic printer or a plotter. Optionally a digitizer is used to create a coordinate file from a diagram. These operations are all done in the conversational mode on the screen menu. The system has been in use for the last two years and a half without a single break down. To enhance a speed of arithmetic operations and trigonometric functions, a math processor chip has been added recently.

THE ROLE OF THE CRYSTALLO-CHEMICAL STUDY OF THE PROBLEMS
OF THE GENETIC AND THE TECHNOLOGICAL MINERALOGY

G.A. Sidorenko, Moscow, USSR

Cassiterite can have various lattice parameters despite the absence of isomorphous admixtures. What is the reason for such a phenomenon? Tin is disseminated in garnet, and the garnet is subjected to decomposition. Is there any relation between these phenomena? Why is the speed of niobium leaching in columbite-tantalite differs from tantalium one? What relation is there between montmorillonite and tungsten detected within it? The study of the crystal chemistry of minerals with the help of the following modern methods taken together (such as X-ray diffraction method, IR-spectrum analysis, electron microscopy with microdiffraction and microprobe analysis) can give the answer to all these questions and others. It provides the study with the real mineral composition and the real symmetry of its crystal structure, the degree and type of the arrangement of its ions, molecules etc., the ideal structure of an individual monocrystal, the form of arrangement of additional elements in the lattice, microheterogeneity of individual minerals, its nature. These data allow us to suggest the genesis of the mineral and its subsequent evolution, and sometimes its alteration in some cases associated with the ore formation processes (mixed-layer clays), and to determine the dynamical polymorphism and to explain or predict the behaviour of a single mineral or an association of minerals (rocks, ores) in ore processing.

SYSTEM OF MINERALS

N.L. Smirnova, N.V. Belov, Moscow, USSR

Chemical qualitative and quantitative formulae (CF) of an object - a chemical compound or a mineral - are proposed as one of the most important signes. The problem for considering CF as a unique CF system is raised. In this connection a suggestion is made to consider each CF as an abstract representation of minerals, and the ideal chemical formula (ICF), with no account taken of substitutions and other defects, as an abstract representation of complete mineral species including all the polymorphic modifications (mineral species). The ICF system breaks out into $s < f < d < p$ levels and their anion and cation $s < f < d < p$ sublevels of three-rank generalization: the atomic \in the group \in sfdp. The CF system is divided into a subsystem of qualitative and quantitative formulae. To each qualitative formula some quantitative ICF are brought into correspondence. Tolerance classes are singled out for atomic, group, sfdp, qualitative and quantitative ICF.

Smirnova N.L., Belov N.V. Kristallografiya, 1981, 26, 3, 495-497; 1980, 25, 5, 962-966. Smirnova N.L., Belov N.V. Sborn. Geneticheskaya informatsiya v mineralakh. Min. sborn. n^o7, Syktyvkar, 1980. Komi Branch of AN SSSR. Trudy, vyp. 31, pp. 15-16. Smirnova N.L. Vestnik MGU, ser. geol. 1979, vyp. 2, pp. 59-63. Smirnova N.L. Fifth European Crystallographic Meeting. Copenhagen, Denmark, 1979, p. 101.

ON ORDERING OF MINERAL NOMENCLATURE

V.I. Stepanov, Moscow, USSR

Definition rules of mineral species must be identical for all groups of minerals.

MINERAL SPECIES. Outlook on mineralogy development and utilisation of mineralogical knowledge in adjacent sciences require terminology ordering. Conception of mineral species must be limited by "Gibbs phase" conception in chemical thermodynamics. Mineral species exists in the nature in the form of countless mineral individuals and their aggregations, which are species varieties by chemical, structural and physical properties, morphology and other signs. Mineral species is defined by individual properties sum of their varieties:

- a) Structure variations limited by boundaries of Gibbs phase existence and absence of morphotropic transitions.
- b) Chemical composition variations within individual Gibbs phase and conditional boundaries with the isostructural species. Conditional boundaries of species within real or supposed solid solution of relative phases in each of individual structural positions of compound is defined by absolute predominance of one component over other ones.

POLYTYPES of one compound are not mineral species. They are not Gibbs phases and differ from varieties in principle, therefore there is necessity of new taxonomic unit - **SUBSPECIES**.

Mineralogy takes not into account of existence of three types of homogeneous solid bodies in nature - low molecular crystals (displaying the x-rays diffraction), crystal and un-crystal polymeres and glasses (displaying not the x-rays diffraction).

There is necessity in surveys of infringements of nomenclature in mineralogical reference- and text-books.

All mineralogists must be obliged not to use discredited names of minerals (after voting of IMA Commission) absolutely.

1.2. Элементы и сульфиды

1.2. Elements and Sulphides

Faint, illegible text, possibly bleed-through from the reverse side of the page.



РОЛЬ ПРИРОДНЫХ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ФАЗОВЫХ РАВНОВЕСИЙ
В ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕНЕЗИСА МИНЕРАЛЬНЫХ АГРЕГАТОВ

/системы $PbS-Bi_2S_3-Cu_2S$, $AgBiS_2-PbS$ /

М.М. Болдырева, Ленинград, СССР

Механизм образования различных по морфологии микросрастаний айкинита $PbCuBiS_3$ и матильдита $\beta-AgBiS_2$ с Bi и Ag -содержащим галенитом обсуждается на основе детально изученного электроннозондовым микроанализом состава срастающихся минералов и экспериментов по фазовым соотношениям в соответствующих системах.

Пойкилитовые и мирмекитоподобные айкинит-галенитовые микросрастания с различными количественными соотношениями фаз образовались в результате совместной кристаллизации двух минералов. Составы агрегатов лежат в экспериментально установленном (Chang, Hoda, 1977) двухфазном поле $PbS-PbCuBiS_3$, существование которого при $500-375^\circ C$ указывает на отсутствие смешимости между этими соединениями и при более низких температурах.

Для выяснения происхождения матильдит-галенитовых срастаний использованы эксперименты в низкотемпературной части системы $AgBiS_2-PbS$, фазовые соотношения в которой трактуются неоднозначно и носят предположительный характер из-за малых скоростей субсолидусных реакций в условиях эксперимента. Пойкилитовые и решетчатые агрегаты образуются при распаде твердого раствора с $\alpha-\beta$ превращением $AgBiS_2$ и подтверждают экспериментально установленную ограниченную смешимость между PbS и $AgBiS_2$ при температуре ниже $215^\circ C$. Мирмекитовые агрегаты определенного состава (60 мол.% $AgBiS_2$) ставят под сомнение существование в природе экспериментально установленной фазы $Ag_4PbBi_4S_9$ и свидетельствуют о присутствии в низкотемпературной части этой системы эвтектоида $\beta-AgBiS_2$ с твердым раствором на основе PbS .

ПАРАГЕНЕЗИС РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ, ОБРАЗУЮЩИЕСЯ ПРИ РАЗЛОЖЕНИИ СУЛЬФОСОЛЕЙ, КАК ИНДИКАТОРЫ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПРОЦЕССА

Н.С. Бортников, Н.Н. Мозгова, И.Я. Некрасов, Москва, СССР

В гидротермальных рудах широко распространено явление разложения минералов из группы сульфосолей, которое по химизму делится на два типа:

А - валовый химический состав новообразованных минералов идентичен химическому составу разложившегося минерала;

Б - валовый химический состав продуктов разложения отличается от химического состава разложившегося минерала.

По типу А происходит разложение сульфовисмутитов свинца, свинца и меди /ряд айкинита-висмутита/, сульфоантимонитов свинца /ряд семсейита-филеппита/, свинца и серебра /группа андорита/. Оно связано с распадом высокотемпературных минеральных фаз или метастабильных сульфосолевых твердых растворов. В последнем случае образуются упорядоченные соединения - гомологи.

Разложение по типу Б наблюдалось для минералов из группы блеклых руд, сульфостаннатов и сульфоантимонитов свинца. Причиной их неустойчивости является изменение активностей серы, кислорода и рудообразующих компонентов.

Благодаря имеющимся экспериментальным данным, парагенезис рудных минералов, образующиеся при разложении сульфосолей, могут использоваться для оценки физико-химических параметров: тип А - в качестве геотермометров с фиксированной шкалой, тип Б - как показатель режима кислорода, серы и рудообразующих компонентов в течение минералообразования.

СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В КИМБЕРЛИТАХ ЯКУТИИ

Г.И. Бочарова, В.К. Гаранин, Г.П. Кудрявцева, М.С. Перминова,
Москва, СССР

Сульфидная минерализация представлена первично-магматическими и наложенными гидротермальными образованиями, резко отличающимися по составу, форме выделения минералов и парагенетическими ассоциациями.

Сульфиды магматического генезиса тяготеют к ксенолитам глубинных пород, заполняя межзерновые пространства тородообразующих минералов или находясь в виде включений в последних. Включения обычно сингенетические, в пироксене и гранате обнаружены также протогенетические. Сульфидным агрегатам свойственны каплевидная форма /подушки/, зональное строение и непостоянство состава минералов. Центральная часть подушек сложена нераскристаллизованным твердым раствором на основе **S, Fe, Ni**, пирротином и пентландитом в различных сочетаниях; внутренняя прерывистая кайма вокруг ядра - Co-содержащим пентландитом, внешняя - халькопиритом, реже борнитом и джерритеритом. Установлено, что сульфидные минералы включены в оливин образования при распаде твердого раствора, соответствующего по составу пентландиту, а в пироксене - пирротину. Образование сульфидов связано с ликвидацией сульфидного расплава и захватом отдельных капель этого расплава силикатной массой на различных стадиях его фракционирования.

Сульфиды гидротермального генезиса, преимущественно к собственно кимберлитам и различным включениям в них, образует прожилки, каимы, сетки и псевдоморфозы. Преобладает пирит. Кроме того, встречаются: марказит, галенит, сфалерит, миллерит, макинавит. Минералы отличаются постоянством состава, незначительным содержанием элементов-примесей. Намечается тенденция изменения термоэлектрических свойств и микротвердости пирита от трубки к крупке. Образование сульфидов связано с воздействием обогащенных серой растворов на минералы железа и никеля без существенного переноса вещества, а также с выщелачиванием и последующим переотложением вещества в пустотах и трещинах рыхлых пород. Ряд фактов свидетельствует о низкотемпературном характере гидротермального процесса сульфидообразования.

ПАРАГЕНЕЗИСЫ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ
МИНЕРАЛОВ В МАДЖАРОВСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ, ВОСТОЧНЫЕ
РОДОПЫ, БОЛГАРИЯ

В.В. Ересковска, София, Болгария и Н.С. Вортников,
Москва, СССР

Анализ парагенезисов в рудах Маджаровского рудного поля и термодинамические расчеты позволили оценить кислотность-щелочность растворов и величины фугитивностей серы и кислорода, при которых происходило отложение руд. Руды I стадии, представленные в основном ассоциацией пирит, халькопирит, сформировались при $f_{O_2} \sim 10^{-35} - 10^{-32}$ атм. и $f_{S_2} \sim 10^{-13} - 10^{-8}$ атм. Руды ранней ассоциации III стадии сформировались при $f_{O_2} \sim 10^{-35} - 10^{-34}$ атм. и $f_{S_2} \sim 10^{-11,5} - 10^{-12,5}$ атм., а поздней - при f_{O_2} меньше $\sim 10^{-37}$ и $f_{S_2} \sim 10^{-13,5} - 10^{-14,5}$ атм. Кислотность-щелочность растворов составляла около 4 - 6. Возможно некоторое увеличение щелочности на заключительных стадиях формирования руд. В целом наблюдается тенденция к снижению фугитивности серы и кислорода к концу процесса минералообразования.

ВИСМУТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В КВАРЦЕВЫХ ЖИЛАХ В НАРЕЧЕНСКИ
БАНИ /ЦЕНТРАЛЬНЫЕ РОДОПЫ, БОЛГАРИЯ/

В.В. Бресковска /София/, Н.Н. Мозгова, Н.С. Бортников,
В.С. Вородаев /Москва, СССР/, И. Костов /София, Болгария/

Методами рентгеноспектрального микроанализа и порошковой рентгенографии в рудах месторождения Нареченски бани установлена необычная для болгарских месторождений висмутовая минерализация. Минералы висмута представлены галено-висмути-том, минералами ряда густавит - леллианит, минералами ряда айкинит - висмутин /гладит, пекоит?/, сульфотеллуридами висмута: тетрадимитом и жозентом А. В рудах широко развито явление разложения сульфосолей висмутин-айкинитовой серии, в результате чего возникает закономерные решетчатые структуры сростания. Можно предположить, что эти структуры возникли при разложении высокотемпературного висмутин-айкинитового твердого раствора при понижении температур.

ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ ПОЛИФОРМАЦИОННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Г.Н. Гамянин, Якутск, СССР

В зонах долгоживущих разломов мезозойд Восточной Якутии наблюдается совмещение в единой рудоносной структуре разновозрастных рудных формаций. При этом возникают полиформационные месторождения, несущие минералого-геохимические признаки оруденения совмещенных формаций.

Для рудных формаций чистой линии выделяются последовательные ряды минеральных парагенезисов: золото-кварцевой: кварц + арсенопирит + пирит → сфалерит + халькопирит + галенит → сульфосоли свинца, меди, железа + анкерит → кварц + кальцит; в антимонитовой: кварц + марказит + анкерит + диксит → антимонит; в сереброносной галенит-сфалеритовой: сфалерит + сидерит → халькопирит + фрейбергит → галенит + сульфосоли свинца и серебра → кварц + пирит + кальцит.

При наложении на минеральные парагенезисы золото-кварцевой формации парагенезисов более молодых формаций происходит интенсивнейшая коррозия и регенерация ранних минералов с изменением их состава. Совмещение парагенезисов золото-кварцевой и антимонитовой формаций приводит к появлению пирит- и халькопирит антимонитового парагенезиса по бертьериту и халькостибиту; аурустибита, губчатого высокопробного золота и аурантимоната по раннему массивному золоту. Повышенная сереброносность перетолженных сульфидов и парагенезис серебросодержащих минералов /фрейбергит + овихит + пираргирит/ характерны для новообразованных парагенезисов при наложении сереброносной галенит-сфалеритовой формации на золото-кварцевую.

В целом, полиформационным месторождениям свойственны необычные для рудных формаций чистой линии минеральные парагенезисы и усложненный минеральный состав.

СУЛЬФИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И МАГМАТИЧЕСКИХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ СССР

В.В. Дистлер, Москва, СССР

Анализ петрологических закономерностей формирования сульфидоносных базит-ультрабазитовых интрузивов позволил обосновать представление о переносе сульфидов в магматических расплавах в виде несмешиваемой жидкости, возникающей в процессах плавления верхней мантии. С целью выяснения состава и фазовых соотношений сульфидов в верхней мантии изучена рудная минерализация гранат-шпинелевых перидотитов, эклогитов и других типов глубинных включений, встречаемых в кимберлитах. Установлено существование нескольких типов сульфидных ассоциаций. Одна из них включает моносульфидные железо-никелевые и халькопиритовые твердые растворы, не претерпевшие явлений распада. Вторая ассоциация представлена высококобальтовыми сульфидами, включающими фазы богатого кобальтом пирротина неизвестного в рудных месторождениях кобальтового аналога пентландита Co_9S_8 и железоникелевого джердшерита. Третья ассоциация соответствует обычному сульфидному парагенезису пирротина, пентландита и халькопирита. В океанических базальтах, являющихся продуктом непосредственного плавления мантии так же широко распространены не претерпевшие распада моносульфидные твердые растворы, близкие по составу к твердым растворам из мантийных ксенолитов, но развита так же ассоциация пирротина, пентландита и халькопирита.

Рудные парагенезисы магматических месторождений образованы минералами группы пирротина, группы халькопирита и пентландитом переменного состава. Различные парагенезисы отличаются между собой строго определенными и согласованными изменениями химического состава каждого из указанных минералов, что обусловлено особенностями состава и сложной эволюцией сульфидно-силикатных магматических расплавов.

ПАРАГЕНЕЗИСЫ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ ПОЛИСТАДИЙНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
КОЧБУЛАК /СССР/ И ЧЕЛОПЕЧ /БОЛГАРИЯ/

В.А. Коваленкер, И.П. Лапутина /Москва/, М. Малеев /София/

1. Месторождения Кочбулак /СССР/ и Чelopeч /Болгария/ приурочены к пропилитизированным вулканитам андезито-дацитового состава, имеют определенное сходство в строении рудных тел /жилы, залежи, трубообразные тела/, а их руды обладают весьма близким минеральным составом.

2. Основными минералами руд обоих месторождений являются: сульфиды /пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, борнит и др./, сульфосоли /блекшие руды, фаматинит, левоцит, энаргит, желькостибит, Ag-Cu-Pb-Bi-сульфосоли, Cu-Fe-Sn-Mo-S-минералы и др./, теллуриды /силъванит, костовит, петцит, самородный теллур и др./, Ряд минералов /костовит, хемусит и др./ установлены только в рудах Чelopeча и Кочбулака и ни в каком другом месторождении мира не встречены.

3. Порядок отложения главных парагенезисов /смена минералов железа все более бедными, увеличение к концу процесса роли минералов сурьмы, висмута, олова, теллура, свинца и цинка/ в обоих месторождениях общих чертах совпадает.

4. Детально изучены составы основных рудных минералов, обсуждаются закономерности их вариаций в процессе минералообразования.

5. На основании полученных данных обсуждается вопрос формационной принадлежности месторождений, приводятся новые данные об условиях формирования минеральных парагенезисов.

О ХИМИЗМЕ КОЗАЛИТА

В. Кольковски, София, Болгария

Считается, что состав козалита соответствует формуле $Pb_2Bi_2S_5$. Однако микрондовне анализы, проделанные нами, показывают, что козалит является биметаллической сульфосолю с формулой $Pb_3CuBi_4S_{10}$.

О ХИМИЗМЕ И НОМЕНКЛАТУРЕ БЛЕКЛЫХ РУД

В. Кольковски, София, Болгария

В последние годы проделано значительное количество микросондовых анализов, что дает возможность более однозначно интерпретировать химизм блеклых руд и внести некоторые коррективы в их номенклатуру. В наиболее общем виде они сводятся к следующему:

1. Состав блеклых руд соответствует общей формуле $A_{10}B_2X_4S_{13}$. Позиции А заняты Cu^+ и Ag^+ , при содержании последнего обычно до 4 формульных единиц, но в некоторых случаях и больше. Позиции В заняты Cu^{2+} , Fe^{2+} и Zn^{2+} , замещающимися в любых отношениях. В сурьмяных составах Hg^{2+} тоже может занимать почти все позиции В, а в мышьяковых - до около половины из них.

Позиции X заняты не только As^{3+} , Sb^{3+} , Bi^{3+} , но и Te^{4+} . Подтверждается совершенный изоморфизм между As^{3+} и Sb^{3+} . Максимальные содержания Te^{4+} в природных материалах - около 3 формульных единиц, а Bi^{3+} - до около 2 формульных единиц.

2. Микросондовыми анализами среди блеклых руд, кроме тетраэдрита и теннантита, доказаны также цинковые и железистые конечные члены, а при сурьмяных составах - и ртутный конечный член. В соответствии с этим к блеклым рудам следует отнести следующие минералы:

Тетраэдрит - $Cu_{10}Cu_2^2Sb_4S_{13}$

Теннантит - $Cu_{10}Cu_2^2As_4S_{13}$

Зигерландит - $Cu_{10}Zn_2Sb_4S_{13}$

Зандбергерит - $Cu_{10}Zn_2As_4S_{13}$

Коппит - $Cu_{10}Fe_2^2Sb_4S_{13}$

Лауранит - $Cu_{10}Fe_2^2As_4S_{13}$

Ивадит - $Cu_{10}Hg_2Sb_4S_{13}$

Новые названия /зигерландит, лауранит/ даны по имени места, где они установлены впервые. Старые названия /коппит, ивадит, зандбергерит/ сохранены, но не для обозначения разновидностей, а самостоятельных минеральных видов.

ПАРАГЕНЕЗИС ВИСУТОВЫХ МИНЕРАЛОВ В ЖИЛЬНЫХ
МЕДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ БОЛГАРИИ

В.Г. Кольковски /София, Болгария/, П.С. Вородаев /Москва, СССР/,
Е. Наиденова /Заир/

Жильные медные месторождения представлены довольно широко в Восточном Средногорье Болгарии. Их характерной особенностью является присутствие разнообразных висмутовых минералов - вейтхенита, эмплектита, айкинита, висмутина, гуанахуатита, ковалита, матильдита, тетрадимита, беринта, а также промежуточных членов ряда висмутин-айкинит и сульфосоли $Cu_3Ag_3Bi_2S_6$. Полученные данные дают возможность глубже понять парагенетические отношения висмутовых минералов в гидротермальных месторождениях и геохимию висмута в гидротермальном процессе.

НИКЕЛЕВЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ В ИБРЕДЖЕКСКОМ ХОРСТЕ
/ВОСТОЧНЫЕ РОДОПЫ, БОЛГАРИЯ/

Р.И. Костов, София, И.П. Лапутина, Москва, СССР,
В.В. Бресковска, София, Болгария

Среди листовенитов, залегающих в неизмененных карбонатных и силикатных породах, установлено послойное полиметаллическое оруденение с наложенной на него никелевой минерализацией. Главными рудными минералами являются пирит, сфалерит, галенит и халькопирит; второстепенными и редковстречающимися - арсенопирит, миллерит, полидимит, везсит, зигенит, тетраэдрит, герсдорфит, коринит, ульманит, хромит, пирротин, пентландит, ледлингит, гематит, магнетит, марказит и золото. Нерудные минералы представлены доломитом, ферродоломитом, магнезитом, фукситом, хлоритом, иллитом, серицитом, кварцем и баритом. Обсуждаются данные о составе и морфологии минералов, а также последовательности процессов их отложения.

ПАРАГЕНЕЗИС МИНЕРАЛОВ РЕДКИХ И БЛАГОРОДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
В РУДАХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

И.Г. Магакьян, Ш.О. Амирян, Р.Н. Зарьян, А.И. Карапетян,
Г.О. Пиджян, А.С. Фармазян, Ереван, ССРСР

Территория Армянской ССР характеризуется гидротермальными месторождениями цветных, редких и благородных металлов. Особенно широко представлены ряды медно-молибденовой, медно-колчеданной, полиметаллической и золоторудных формаций.

Исследованиями авторов в различных формациях руд установлены многочисленные минералы теллура, висмута, золота, серебра, германия.

Самородные золото и серебро встречаются во всех формациях руд и являются наиболее поздними членами парагенезисов; например, креннерит-калаверит-сильванит-золото; петцит-гессит-золото; алтаит-креннерит-гессит-золото-теллур-серебро.

Парагенезисы минералов висмута представлены, главным образом, теллуридами и сульфовисмутитами. Наиболее характерными являются: самородный висмут-висмутин-тетрадинит-теллуrowисмутит; халькопирит-виттихенит-эмплектит-висмутин; галенит-галеновисмутит-айкинит.

Характерными парагенезисами минералов германия являются: борнит-теннантит-реньерит; халькопирит-борнит-энаргит-теннантит-халькозин-реньерит-германит.

Минералы редких и благородных элементов во всех гидротермальных месторождениях образовались в поздних стадиях минерализации: после выделения главных рудообразующих сульфидов.

Выявленные парагенезисы минералов имеют важное значение для решения генетических вопросов рудообразования, типизации руд и комплексного использования минерального сырья.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ СУЛЬФИДОВ, СУЛЬФОАРСЕНИДОВ И АРСЕНИДОВ ЖЕЛЕЗА, КОБАЛЬТА И НИКЕЛЯ В СКАРНОВО-РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ /на примере Азербайджанской части Малого Кавказа/ А.И. Махмудов, Баку, СССР

1. В азербайджанской части Малого Кавказа имеется ряд кобальтоносных и никеленосных скарново-рудных месторождений и проявлений различного генезиса - от собственно магматического до низкотемпературного гидротермального, в рудах которых с использованием химических /в основном на микроанализаторах MS-46 французской фирмы "Каека" и JXA-50A японской фирмы "Джеол"/, микрохимических, спектральных, рентгенофазовых /дифрактограмма и дебаеграмма/ и другими анализами, нами обнаружено около 50 новых минералов и их разновидностей, установлены их парагенетические ассоциации.

2. Кобальтовые и кобальтсодержащие месторождения и рудопоявления размещены в пределах Дашкесанского /Сомхито-Агдамская зона/, Кельбаджарского /Севано-Карабахская зона/ и Ордубадского /Араксинская зона/ рудных районов.

3. В Дашкесанском рудном районе парагенетическую ассоциацию создаст: из сульфидов - пирит+кобальтпирит+никельпирит+пирротин+кобальтсодержащий пирротин+бравойт+линнеит+миллерит+пентландит+кобальтпентландит+карролит+виоларит; из сульфоарсенидов: арсенопирит+данайт+глаукодит+высококобальтистый глаукодит+аллоклазит+никелистый аллоклазит+кобальтин+железистый кобальтин+никелистый кобальтин; из арсенидов: моддерит+никелистый моддерит+леллингит+кобальтистый леллингит+сафлорит+никелистый сафлорит.

4. В ртутных и хромитовых рудах Кельбаджарского рудного района парагенетическую ассоциацию создаст: из сульфидов - пирит+кобальтсодержащий пирит+кобальтпирит+никельпирит+пирротин+пентландит+кобальтпентландит+хизлевудит+миллерит; из арсенидов: никелин+кобальтский никелин+раммельсбергит+парараммельсбергит и их разновидности.

5. Из парагенетических ассоциаций минералов месторождений Ордубадского рудного района практическое и теоретическое значение имеют руды Кетачского и Кидитского кобальтоносного и

нижелегированного скарново-рудных месторождений с наложенной сульфидной минерализацией, создающей парагенетическую ассоциацию: пирит+кобальтпирит+никельпирит+пирротин+линнеит+зигенит+полидимит.

6. Установленные парагенетические ассоциации сульфидов и арсенидов Fe, Co, Ni графически изображены на треугольной диаграмме соотношения Fe:Co:Ni, а также на парагенетической диаграмме систем Co-Fe-As-S и Fe-Co-Ni-S.

ОСОБЕННОСТИ ИЗОМОРФИЗМА И СИСТЕМАТИКА БЛЕКЛЫХ РУД

Н.И. Мосгова, Москва, СССР

Имеются концепции изоморфизма в блеклых рудах, согласно которым изоморфные двухвалентные металлы (Me^{2+}) замещают Cu^+ каркаса не подтверждаются фактическим материалом. На основе известных для блеклых руд зависимостей "состав-свойство", обобщения данных микрорентгеновских анализов об их химизме и опубликованных расшифровок структур членов синтетического блеклорудного твердого раствора предполагается внедрение Me^{2+} в обнаруженные при этих расшифровках вакансии тетраэдрической координации в каркасе /твердый раствор внедрения/; электронейтральность при этом может соблюдаться за счет удаления из структуры подвижной нелокализованной меди. Исключение из Me^{2+} может представлять свинец, для которого по аналогии с сульфантимонитами свинца предполагается изоморфное замещение полуметаллов в тройной пирамидальной координации. Относительно Ag^+ высказано соображение, что оно замещает Cu^+ в лавесовских полиэдрах приблизительно лишь до 4 атомов в формуле, а при более высоких содержаниях - переходит, подобно меди каркаса, в мобильное состояние с образованием вакансий в основных позициях /твердый раствор вычитания/. Это обосновывается изменением прямой зависимости параметра a_0 от содержания Ag на обратную при его количествах, превышающих 4 атома на формулу.

С учетом этих представлений об изоморфизме, а также рекомендации КИМ и предложений Г.Б. Бокля о выделении минеральных видов и разновидностей в изоморфных рядах предлагается подразделять ряды блеклых руд с изоморфизмом полуметаллов на виды - крайние члены изоморфных рядов с содержанием определяющего полуметалла 4-3 атома на формулу /теннантит, тетраэдрит, голдфилдит и не встречающийся еще в природе аннивит/ и междувидовые разновидности - блеклые руды промежуточного состава.

Среди первых - теннантит $(Me_{12}(As_{3-4} \dots)S_{13})$, тетраэдрит $Me_{12}(Sb_{3-4} \dots)S_{13}$, голдфилдит $Me_{12}(Te_{3-4} \dots)S_{13}$ и не встречающийся еще в природе аннивит $Me_{12}(Bi_{3-4} \dots)S_{13}$. Междувидовым разновидностям предлагается давать двойные названия /например,

твиннит-тетраэдрит/, а в тройной системе - тройное /при со-
держании 3-х полуметаллов выше 0,66 атома в формуле/. Пятый
минеральный вид - фрейбергит выделяется при содержании Ag
более 4 атомов в формуле. При количестве двухвалентного изо-
морфного металла выше 1 атома в формуле предлагается различать
внутривидовую полиморфность, которую рационально называть по
металлу /например - тетраэдрит или ферротетраэдрит и т.д./.
В качестве более высоких таксонов - рода и семейства, можно
рассматривать соответственно изоморфный ряд и группу.

КРИСТАЛЛОХИМИЯ СУЛЬФИДОВ БАРИЯ И СТРОНЦИЯ

Т.Н. Надёжина, Е.А. Победимская, Н.В. Велов, Москва, СССР

Рассмотрены кристаллические структуры щелочноземельных халькогенидов. Выявлены общие кристаллохимические черты и специфические особенности известных в настоящее время простых и сложных сульфидов бария и стронция. Установлены для них кристаллохимические группы:

I. Простые сульфиды:

1. Гомодесмические галенито-подобные структуры с достаточно выраженным характером связей (SrS , BaS и др.).

2. Структуры с гетеродесмическим характером связей: галтели S_2^{2-} или галтели и одиночные ионы S^{2-} (SrS_2 , BaS_2 , Ba_2S_3 и др.). По характеру постройки одни подобные галиту-галениту, другие $CuAl_2(CsCl)$.

II. Сложные сульфиды ($SrAl_2Se_4$, $BaSnS_2$, Ba_2SnS_4 , $Ba_3Sn_2S_7$, Cu_2SrGeS_4 , Sr_2GeS_4 , Cu_2BaGeS_4 , Cu_2SrSnS_4 , Ag_2BaGeS_4 и др.), основу структуры которых составляют, как и в других халькогенидах, одно-, двух-, и трехшапочные тригональные призмы вокруг крупных катионов и тетраэдры с более мелкими катионами. И те и другие структурные элементы в различной степени усложнены, что наиболее выпукло проявляется в изменении тетраэдрического мотива.

III. Сульфосоли щелочноземельных элементов: барий - медные ($BaCu_2S_2$, $BaCu_2Se_2$ и др.), барий-кадмиевые ($BaCdS_2$, Ba_2CdS_3 , Ba_2CdSe_3), барий-железные (Ba_3FeS_5 , $Ba_{15}Fe_5S_{25}$ и др.). Щелочноземельные халькогениды - аналоги $PbCu$ -простейших сульфосолей с кратчайшим параметром элементарной ячейки $\sim 4\text{Å}$, вдоль которого тянутся сульфосольные нити.

О РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В УЛЬТРАБАЗИТАХ БОЛГАРИИ

В. Найденова /Заир/, Г.И. Бочарова, Р.П. Кудрявцева /Москва, СССР/, М. Желякова-Панаџотова /София, Болгария/

Были известны лишь отрывочные сведения о сульфидных минералах в ультрабазитах Болгарии /районы Голямо Каменане и Добромирцы - Родопы и небольшое ультрабазитовое тело в окрестностях с. Фрелон - Зап. Болгария/.

В результате изучения большого количества материалов /около 1000 шлифов/, включающих как ультрабазитовые породы, так и хромитовые руды, авторами установлены следующие минералы:

самородные элементы: осмий, иридий, платина, самородное золото;

сульфиды и арсениды: пирит, пирротин, пентландит, миллерит, никелин, хизлеудит, виоларит, халькопирит, сфалерит, галенит;

окислы и гидроокислы: ильменит, магнетит, Cr-Ni-содержащий магнетит, треворит /?/, гематит, маггемит, гидроокислы железа.

Изученные минералы наблюдаются в микроскопических размерах, исключением являются Cr-Ni-содержащий магнетит, магнетит и гематит, установленные в районе гор. Ардино. Все минералы изучены оптически, подтверждены рентгеноспектральными исследованиями и определением некоторых физических свойств.

Большинство из перечисленных минералов образовались в связи с различными метаморфическими процессами как регионального характера /амфиболитовая фация/, так и в результате воздействия более позднего гранитоидного магматизма. При этом породы подвергались многократным преобразованиям, выразившихся в серпентинизации /хризотиловой, lizardитовой, антигоритовой/, амфиболитизации /тремолитизация и антофиллитизация/, хлоритизации, отальковании, карбонатизации, лиственитизации и др. Скалались на минералообразовании и процессы поверхностного выветривания.

МИНЕРАЛЫ САМОРОДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТФОРМЕННЫХ БАЗИТОВ
Е.В. Олейников, А.В. Округин, Якутск, СССР

В продуктах толеитового марматизма Сибирской платформы установлены самородные практически беспримесные Fe, Cu, Zn, Sn, Pd, Cd, Al, графит, никелистое железо, никелистая и цинкистая медь, сурьмянистое олово, магний-содержащий алюминий, интерметаллические соединения: Cu и Zn, Sn и Sb, фаза состава Al_2CuMg и силицид магния $-Mg_2Si$. Большинство самородных металлов наблюдается в форме аксессуарных фаз, исключая беспримесное железо и никелистые разновидности железа и меди. Интерметаллические соединения проявляются в форме продуктов распада первично гомогенных расплавленных металлических сегрегаций. Образование самородных элементарных фаз происходило в раннемарматическую стадию эволюции силикатных расплавов в процессе их металлизации в ходе взаимодействия с восстановленным мантийным флюидом. Кристаллизация минералов самородных элементов началась в мантийных условиях при температуре порядка $1500-1530^{\circ}C$ и завершилась во внутрикамерной обстановке вплоть до температуры $183^{\circ}C$.

Взаимодействие кислорода с восстановленным до элементарного состояния субстратом обуславливает появление равномарматических окислов - корунда, иопита, куприта, цинкита, феррошпинелида весьма сложного состава, содержащего до 12% SiO_2 , реже кварца и рутила. Реакции с углеродом приводят к образованию когенита и муассанита, а с серой - в первую очередь трюлита.

Сравнение вышесказанного состава ассоциативных минералов восстановительного этапа минералообразования базитов Земли и Луны выявляет его принципиальное подобие.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КАДМИЯ МЕЖДУ КЕСТЕРИТОМ И СУЛЬФИДОМ ЦИНКА

В.Г. Осадчий, Черноголовка, СССР

В системе Cu-Zn-Cd-Sn-S изучено распределение кадмия и цинка между кестеритом ($\text{Cu}_2\text{Zn,CdSnS}_4$), черниитом ($\text{Cu}_2\text{Cd,ZnSnS}_4$) офалеритом и вуртцитом (гринокитом). Установлено, что в равновесии с кестеритовым твердым раствором находится сфалерит в области составов 0-25 мол.% CdS в $(\text{Zn,Cd})\text{S}$, а при более высоких содержаниях кадмия - вуртцит. Константа распределения $K_D = X_{\text{Cd}}^{\text{вр}} / X_{\text{Cd}}^{\text{kst}}$ в области концентраций от $X=0$ до $X=0,4$ в твердом растворе $\text{Cu}_2\text{Cd}_x\text{Zn}_{1-x}\text{SnS}_4$ имеет значения больше 1, а от $X=0,4$ до $X=1$ меньше единицы. С ростом температуры при постоянном давлении значение константы приближается к 1 во всем диапазоне составов.

Сфалерит и вуртцит образуют твердый раствор с кестеритом. При 850°C в офалерите содержится 8,7 вес.% Sn и 9,4 вес.% Cu, а при 700°C 1,2 и 1,8 вес.% Sn и Cu соответственно. Установлена обратная зависимость между растворимостью сульфидов олова в гексагональном сульфиде цинка и содержанием кадмия в системе при 850°C и $P=1$ бар.

Изучена зависимость параметр-состав для кестерит-черниитового (пространственная группа $\bar{1}\bar{4}$) и черниит-кестеритового (пространственная группа $\bar{1}\bar{4}2m$) твердых растворов. Эти данные, а также поведение константы распределения от состава позволяют выделять два самостоятельных раствора: кестеритовый и черниитовый.

Обсуждается возможность использования полученных данных в геотермометрии.

КРИСТАЛЛОХИМИЯ ПРИРОДНЫХ СУЛЬФОСОЛЕЙ КРУПНЫХ КАТИОНОВ

Е.А. Победимская, Л.Н. Каплиунник, И.В. Петрова,
Н.В. Белов, Москва, СССР

Решены кристаллические структуры сульфосолей -

Табл. 1. Рентгеноструктурные изучения проводились на автодиффрактометре P1 "Синтекс" /2Q - Q метод/. Сравнительный анализ структур природных сульфосолей крупных катионов позволил найти общие кристаллохимические закономерности по общим признакам. В качестве основных структурных элементов приняты цепочки из полукктаэдров - сульфосолевые "нити", различное сочетание которых объясняет многообразие структурных мотивов в простейших сульфосолях. Такой подход обосновывается игольчатым габитусом кристаллов, параметрами элементарных ячеек, существованием гомологических рядов.

Таблица 1.

Сульфосолеь	Формула	Параметры эл. ячейки	Пространственная группа
1. Крупкаит	$CuPbBi_3S_6$	a=4,017; b=11,210 c=11,564	Pmc2 ₁
2. Буланжерит	$Pb_5Sb_4S_{11}$	a=23,51; b=4,036 c=21,24	Pnma
3. Робинсонит			
4. Твалчрелидзеит	$Hg_5Sb_2As_2S_8$	a=4,391; b=11,573 c=15,667	P1
5. Синтетическая Pb, Sb-суль- фосолеь	$Pb_4Sb_4S_{11}$	a=15,01; b=15,56 c=4,068	Pbam
6. Синтетическая Pb, Sn-суль- фосолеь	$(Pb, Sb)_6SnS_9$	a=11,549	Pa3

СВОЕОБРАЗИЕ ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТО-ПЛАТИНОВЫХ
ПАРАГЕНЕЗИСОВ, АССОЦИИРУЮЩИХ С ГИПЕРБАЗИТОВЫМИ МАССИВАМИ
Л.В. Разин, Якутск, СССР

Золотая минерализация разнотипных золото-платиновых парагенезисов, ассоциирующих с гипербазитовыми массивами, характеризуется рядом общих и отличительных признаков.

Общим является показательная макропримесь (0,1 - 1 мас.%)Pt, реже Rh, Pd, Cu в самородном золоте и появление в составе этих парагенезисов минеральных фаз - производных тройной системы Au-Ag-Cu.

Отличительная особенность золотой минерализации в наиболее распространенных платинометалло-золотых ассоциациях, пространственно и генетически связанных с полихронными альпийно-типными гипербазитами, состоит в показательности для них ртути: от макропримесных количеств в самородном золоте до самостоятельных фаз $(Au, Ag)_6Hg$ и $(Au, Ag)_3Hg$. Кроме того, в этих парагенезисах обнаружены своеобразные расплавно-метасоматические микроструктуры с матрицей из фаз $AuPb_2$ или $Au(Pb, Sb)_2$ в тонком сростании с самородным свинцом и с включениями дендритов электрума $(Ag_{2-x}Au)$ и собственно самородного золота $(Au_{2-3}Ag)$.

МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОВЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА СССР
/ПАРАГЕНЕЗИСЫ, КРИСТАЛЛОХИМИЯ, КЛАССИФИКАЦИЯ/

Н.С. Рудашевский, А.Г. Мочалов, Н.И. Шумская, Ленинград, СССР

Изучены платинометалльные минералы из четвертичных отложений районов развития пород офиолитовой ассоциации складчатых областей и щелочно-ультраосновных массивов щитов. Выявлены обобщенные парагенезисы платиновых минералов, которые соотносятся с определенными комплексами ультраосновных пород офиолитов и щелочно-ультраосновных массивов: 1/ твердые растворы Pt, Ru, Ir, Os + рутениридосмин + твердые растворы Pt, Fe, Cu, Ni; 2/ рутениридосмин /иридосмин, осмий/ + твердые растворы Ir, Os, Pt /твердые растворы Pt, Ir, Fe, Ni / + осмирид + твердые растворы Pt, Fe, Cu, Ni; 3/ твердые растворы Pt, Fe, Cu, Ni + рутениридосмин /иридосмин, осмий/ + осмирид + сульфиды и арсениды платиновых металлов. Проведенное детальное исследование химического состава, физических свойств и рентгенометрические определения минералов металлических систем - Ru-Ir-Os, Pt-Ir-Ru-Os, Pt-Fe-Cu-Ni, а также сульфидов и арсенидов Rh, Ir, Pt, Ru и Os. Определены более 10 ранее неизвестных природных фаз: кубические упорядоченные твердые растворы переменного состава в системе Pt-Ir-Ru-Os, упорядоченные кубические фазы (Pt, Ir)(Fe, Ni) и (Ir, Pt)(Fe, Ni), минеральная группа сульфидов системы $CuRh_2S_4 - CuIr_2S_4 - CuPt_2S_4$ минеральные фазы ряда $Rh_2S_3 - Ir_2S_3$, новые природные родиевые фазы состава $Rh_{17}S_{15}$, RhAs, RhNiAs и др. Выявлены кристаллохимические особенности, рассмотрены вопросы классификации твердых растворов самородных платиновых металлов, а также их сульфидов и арсенидов по новым данным. На основе изучения платинометалльных минералов, а также минералов-узников силикатов и окислов в них предложена модель становления различных парагенезисов платиновых минералов.

ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ СЕРЕБРА В ВУЛКАНОГЕННЫХ
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ

М.С. Сахарова, И.А. Брызгалов, В.Д. Чевычелов, Москва, СССР

Серебряная минерализация основных типов вулканогенных гидротермальных образований на Северо-Востоке СССР характеризуется сложным минеральным составом и типоморфными сереброносными парагенезисами, являвшимися индикаторами условий рудоотложения. Важнейшими особенностями минералогии серебра изученного региона являются: 1. Разнообразие минеральных форм Ag, включающих самородное Ag и крстелит, интерметаллиды, простые и сложные сульфиды, Ag-Sb сульфосоли, сульфостаннаты, селениды, среди которых развиты редкие минералы /алларгентум, ялпайт, штроейерит, штернбергит, высокосеребристый фрейбергит, стефанит, канфилдидит/. 2. Связь Ag с Se, проявляющаяся в образовании селенидов /науманнит/ и изоморфном вхождении Se в состав серебряных минералов. 3. Возникновение сереброносных парагенезисов, специфичных для различных генетических типов месторождений.

Для кварц-родовит-сульфидного типа важнейшими ранними парагенезисами являются самородное Ag с интерметаллидами и парагенезис сложных сульфидов Ag, поздними - серебро-акантитовый и пираргирит-стефанитовый. Для кварц-адуляр-сульфоантимонитового типа - фрейбергит-канфилдитовый с самородным Au, серебро-полибазитовый и науманнитовый, а для серебро-сфалерит-галенитового типа - фрейбергитовый и пираргирит-стефанитовый парагенезисы. Сложные парагенезисы Ag отражают нестабильный физико-химический режим рудоотложения, происходившего из слабощелочных-близнеутральных растворов при относительно низком парциальном давлении S и их обогащении Ag. Процесс протекал в широком интервале температур, сопровождался инверсиями и завершался низкотемпературным стефанитовым парагенезисом.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ КАК ИНДИКАТОРЫ
ОРУДЕНЕНИЯ В ЗОЛОТЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЯХ ВОСТОЧНОГО УЗБЕКИСТАНА
С.К. Смирнова, Ташкент, СССР

Золотые рудопроявления Восточного Узбекистана размещаются в палеозойских вулканогенных полях. На различных рудопроявлениях установлены определенные минеральные ассоциации, содержащие золотую минерализацию: кварц-карбонат-адуляровая, кварц-полисульфидная, кварц-теллуридная. Минерализация локализована в гилах, линзах, столбах, трубках и межформационных согласных телах. Золото обычно весьма мелкое и членистое. Видимые выделения его наблюдаются редко. Поэтому изучение минеральных ассоциаций, их временных и пространственных взаимоотношений позволяет не только локально прогнозировать золотую минерализацию, но и установить формационный тип рудопроявления.

Прогностическим рекомендациям предшествуют всесторонние исследования индикаторных признаков минералов на золотую минерализацию. Информативность отдельных минералов, например, подтверждается данными изучения изменчивости с глубиной кристалло-морфологических форм пирита из золотосодержащих парагенезисов, что позволяет определить уровень среза жилы.

Объемное минералогическое картирование минеральных ассоциаций, слагающих зоны околорудных метасоматитов, дает возможность прогнозировать на глубине золотую минерализацию, не имея выходов на поверхность.

МАКРО- И МИКРОПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ СВЯЗИ ЗОЛОТА
КВАРЦЕВО-ЗОЛОТОРУДНОЙ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА
Г.М. Чеботарев, Ташкент, СССР

Детальными исследованиями установлены связи самородного золота с разными парагенетическими ассоциациями. В составе раннего главного продуктивного золото-редкометалльно-кварцевого комплекса фиксируется золото I; золото II входит в состав пирит-арсениопиритового, а золото III - позднего полисульфидного комплексов минеральных ассоциаций. Типоморфными минералами микроассоциации золота I, отличающегося высокой /860-930% / пробой, однородным строением и приуроченностью к жильно-метасоматическому кварцу, являются сульфотеллуриды и теллуриды висмута, молибденит, шеелит, кальцит. Золото II умеренной пробы /705-745% /, неясно-зональной структуры, концентрируется в сульфидах в микроассоциации с халькопиритом, герсдорфитом, висмутином, самородным висмутом. В микроассоциации с низкопробным /540-690 % / неоднородным золотом III типоморфны сульфоантимониты, гессит, блеклые руды, галенит, сфалерит. Эти связи отражают дифференциацию минералообразующих растворов вследствие стадийного характера рудоотложения, развивающегося при последовательном понижении температур, интенсивности метасоматоза и внутрирудной тектоники. Наряду с признаками зональности от ранних ассоциаций к поздним минералогическим профилированием установлено проявление неконтрастной вертикальной и горизонтальной зональности отложения; показано, что ассоциации главного продуктивного комплекса, вследствие избирательного метасоматоза, образуют согласные-секущие зоны, определяя форму рудных тел. Полученные результаты явились основой для разработки минералогических признаков, критериев оценки глубин и флангов рудных залежей.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РЕГЕНЕРИРОВАННЫХ СУЛЬФИДНЫХ РУД
Ф. Чермак, Б. Фойт, Я. Земан, Брно, ЧССР

Минералогическо-геохимическое изучение рудных жил на месторождении Нова Вес около г. Рымарков в Северной Моравии /ЧССР/ показало, что самый поздний минерализационный период не возник в следствие привноса новой порции гидротермального раствора, а что он регенерирован частично из ранее возникнувших руд и частично также из вмещающих метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород.

На месторождении преобладают первичные текстуры руд /в большинстве неравномерно толстатные/. Тектонические деформации проявляются в рекристаллизации местного значения и дальше в мобилизации и перемещении отдельных компонент. Наиболее показательные отношения между первичным внутренним строением и вторичной переработкой и перемещением сказываются на сфалерите. Из первоначального темно окрашенного /8% железа/ и крупнокристаллического сфалерита с многочисленными микроскопическими включениями халькопирита образуется тонкозернистый или даже массивный агрегат сфалерита, тонкий халькопирит собирается в более крупные зерна. В некоторых частях возникает метакристаллы пирита, упорядоченные в цепочку.

Перемещенные /т.е. полностью регенерированные/ ассоциации содержат сфалериты выразительно более светлого цвета /2% железа/ и не содержат халькопиритовые включения. Из сульфидных минералов подвергается мобилизации особенно халькопирит и галенит, из нерудных минералов карбонаты. Перемещенные ассоциации имеют характер "альпских жил" /присутствует горный хрусталь, рутил, хлорит/, в которых пириты содержат повышенное количество никеля /в 15 раз больше по сравнению с первичными пиритами/.

В следствие перекристаллизации возникшие прожилки, их скопления и аккумуляции можно наблюдать как непосредственно на самом месторождении, так и на расстоянии около 800 м от теоретического первичного источника.

CHALCOPYRITE-BORNITE TYPE OF POSTSKARN ORE MINERALIZATION IN
THE DEPOSITS OF THE MALKO TURNOVO ORE REGION, S.E. BULGARIA
V.A. Atanasov (Sofia), I.I. Bonev (Burgas), Bulgaria

The copper and copper-iron deposits of the Malko Turnovo ore region belong to the contact mantle of a complex intrusive body of gabbro-pyroxenitic, dioritic, sienodioritic and granitic rocks. Successively arranged, the following main ore parageneses are distinguished: magnetite, sheelite-molybdenite, pyrite-chalcopyrite and chalcopyrite-bornite.

Bodies of chalcopyrite-bornite type of copper ore up to 50 - 60 m in size are found in two of the deposits, viz. Propada and Burdseto. They are located at a specific places of the skarn zone near to the contact skarn - marble. The following primary ore minerals are determined: bornite, chalcopyrite, wittichenite, sphalerite, galena, aikinite, tetrahedrite, djurleite, chalcocite, digenite, covellite, tetradymite, hessite, electrum and a new mineral phase, which is sulphide of Cu, Fe and Bi.

Besides the high Bi content, the chalcopyrite -bornite ore is characteristic also for its specific textural features. Some of them can be explained as exsolution textures and textures of recrystallization by solid state diffusion. When heated, the grains of the new phase dissolve easily within the bornite matrix.

AMALGAMS OF GOLD IN SOME OF THE BULGARIAN ALLOUVIAL SANDS
V.A. Atanasov, J.A. Jordanov, O.H. Vitov, Sofia, Bulgaria

River gold washed out at some places in Bulgaria contains grains which are rather pale or even white. That is the so-called "white gold" and is considered by local washers as gold amalgam, silver or platinum. Field investigations have proved its existence in the alluvia of rivers in the vicinities of the towns of Tryavna, Gabrovo, Stanke Dimitrov, Sofia and in some other places in Bulgaria. It has been established that pale and white particles are various alloys of gold, silver and mercury. Distinguished are α (fcc)-(Au,Hg), β (cph)-Au₃Hg and Au₂Hg phases. The grains exhibit a well defined zonal texture. Their core is usually of gold, electrum or gold-amalgam, and outer zones are of higher mercury content.

Rodlike and isometric crystals are seen on the surface of some aggregates. The crystals are 0,05 - 0,1 mm in size and their faces and edges are usually round in shape.

As has been briefly explained in the literature up to now the occurrence of gold amalgams in alluvia may result from technological mercury pollution in historical times. There is a certain probability that the cause at places may be natural mercury. Cinnabar mineralizations are known in the vicinity of some amalgam locations. In both cases however the amalgamation of gold particles in alluvia is a result of natural processes.

PHASE RELATIONS IN THE SYSTEMS OF SILVER SULPHOSALTS AND LEAD
SULPHOSALTS WITH SELECTED COMMON SULPHIDES (Mn, Sn, Fe, Zn)

J.L.Y. Chang, Maryland, USA

Compound formation in the systems $\text{PbS-Sb}_2\text{S}_3$, $\text{PbS-Bi}_2\text{S}_3$, $\text{Ag}_2\text{S-Sb}_2\text{S}_3$ and $\text{Ag}_2\text{S-Bi}_2\text{S}_3$ with Mn-, Sn-, Fe-, and Zn-sulphide was studied in the temperature range between 300° and 500°C using sealed capsule methods. In the system $\text{PbS-MnS-Sb}_2\text{S}_3$, a ternary phase, $\text{Pb}_4\text{MnSb}_6\text{S}_{14}$ was synthesized and found to form equilibrium assemblages with all phases in the system except galena. This phase is isostructural with jamesonite ($\text{Pb}_4\text{FeSb}_6\text{S}_{14}$) and a complete series of solid solution exists between them. Cell dimensions of Mn-jamesonite are $a = 15.90$, $b = 19.21$, $c = 3.95 \text{ \AA}$, and $\beta = 89.35^\circ$. Two Mn-bearing silver sulphantimonides are stable in the system $\text{Ag}_2\text{S-MnS-Sb}_2\text{S}_3$. Both ($\text{Ag}_6\text{Mn}_3\text{Sb}_{18}\text{S}_{38}$ and $\text{Ag}_4\text{Mn}_9\text{Sb}_{18}\text{S}_{38}$) fall into the region which is comparable with the andorite-ramdohrite series (Hoda and Chang, 1875), but structural similarities can not be established. No ternary compounds were found in the systems $\text{PbS-MnS-Bi}_2\text{S}_3$ and $\text{Ag}_2\text{S-MnS-Bi}_2\text{S}_3$.

With tin sulphides, SnS and SnS_2 , ternary phases were established in the systems $\text{Ag}_2\text{S-SnS-Sb}_2\text{S}_3$ and $\text{PbS-SnS}_2\text{-Bi}_2\text{S}_3$. $\text{Ag}_4\text{Sn}_3\text{Sb}_{10}\text{S}_{20}$ exists along the join $\text{AgSbS}_2\text{-SnSb}_2\text{S}_4$ and forms equilibrium assemblages with all phases in the system except Ag_2S and Ag_3SbS_3 . $\text{Pb}_5\text{Sn}_3\text{Bi}_4\text{S}_{13}$ has a composition comparable with Phase III (Surech and Chang, 1975) in the system $\text{PbS-SnS}_2\text{-Sb}_2\text{S}_3$.

Phase relations in the systems with iron sulphides and zinc sulphide show no ternary compounds. In each of the systems with silver sulphantimonides and sulphbismuthinides, extensive ranges of solid solution form along joins FeS-AgSbS_2 , FeS-AgBiS_2 , $\text{FeS}_2\text{-AgSbS}_2$, $\text{FeS}_2\text{-AgBiS}_2$, ZnS-AgSbS_2 , and ZnS-AgBiS_2 .

MINERAL PARAGENESIS OF THE K-AND Tl-BEARING SULFIDES IN
DIFFERENT ROCKS

M.G. Dobrovolskaya, M.N. Sokolova, A.I. Tsypin, V.S. Malov,
V.P. Rogova, Moscow, USSR

Studies of sulfide mineralization in alkaline rocks, kimberlites, peridotites and carbonatites permitted to find out K- and Na-bearing sulfides (djerfisherite, rasvumite, murunskite, erdite), as well as Tl-bearing sulfides (talcusite and Tl-murunskite).

The composition of host rocks, the depth of their formation and the degree of alkaline metasomatism have influenced the mineral paragenesis of K-Na-Tl-sulfides. Djerfisherite and rasvumite are found in pegmatites of alkaline rocks and peridotites in association with pyrrhotite and pentlandite. K-bearing sulfides have assemblage with chalcopyrite and cubanite in urtite and iolite-urtites. In these rocks was found the rare sulfide, containing K, Cu, Fe; it has chalcopyrite-like structure.

Murunskite is found in charoite rocks (Murunskiy massiv, Siberia) in association with galena, sphalerite, chalcopyrite, chalcocite, idaite as well as Tl-bearing ones (talcusite and Tl-murunskite).

The conditions of crystallization of K, Na and Tl-bearing sulfides are determined by physical and chemical peculiarities of rock formation, concentration of the main metals. Such conditions are reflected in typomorphism of composition and properties of the minerals.

Mineral paragenesis and typomorphic properties of K-bearing sulfides can indicate the parameters (pH, T, P, depth) of mineralization in different rocks.

THE STRUCTURAL AND CHEMICAL STUDY OF GALENA
WITH LOW Sb CONTENT

I. Dódony, J. Takács, Budapest, Hungary

Structural and chemical inhomogenities were studied in natural /mainly from Hungary/ and artificial galena samples.

Light and electron microscopic, emission spectroscopic and electron microanalytic techniques were used.

Results indicate that:

- The average Sb content of natural samples is 1000 ppm;
- The distribution of Sb is inhomogeneous. Lamellae with relatively high /up to 10%/ Sb content are related to crystallographic directions.

The Sb bearing lamellae were identified as sulfosalt type minerals.

The intergrowth between galena and sulfosalt is very intimate. The width of lamellae is usually on the cell level.

A decrease in the number of lamellae was observed when the Ag content increased with constant Sb percentage.

The distribution of the lamellae depends on the temperature of crystallisation.

EXSOLUTION EXPERIMENTS IN SULFIDE SYSTEMS, A KEY TO ORE TEXTURE

A. Durazzo, Camerino, Italy and L.A. Taylor, Knoxville, USA

Textural observation constitutes an essential part of ore genesis studies because it reveals paragenetic sequences and equilibrium/disequilibrium relationships of ore minerals. However, observation alone cannot provide much information on the thermal history of a deposit unless it is supported by experimentation.

Recent isothermal exsolution experiments involving bornite-chalcopyrite, bn-cpy, and monosulfide solid solution-pentlandite, mss-pn (Durazzo & Taylor, 1981, in press) exemplify how textural features obtained under controlled conditions can be correlated with the parameters involved in their formation. In the present paper, the construction of a model relating the morphologic characteristics of exsolved bodies to composition, annealing temperature, and annealing time is described in detail. Models such as the one described, constructed experimentally for given sulfide systems, are useful for predicting the textural evolution of sulfide intergrowths in mineral deposits during cooling from high temperature or during heating in the course of metamorphism. The validity of model-based predictions can be tested by additional experiments. Within the system bn-cpy, heating experiments between 50° and 100°C at 3°C/day produced Widmanstätten patterns similar to those obtained isothermally during previous experiments (Durazzo & Taylor, 1981). This is in agreement with the view that Widmanstätten textures cannot form, in this system, during slow cooling from temperatures above the solvus but may originate by exsolution due to heating of anomalous bornites to temperatures at which the metal diffusivities do not promote pronounced spheroidization.

Cooling experiments performed on mss at 1°C/hour also confirm the predictions based on the relevant isothermal model, and duplicate the textures observed in pyrrhotite-pentlandite natural intergrowths.

THE MINERALS OF Pd, Sn, As AND Sb: THEIR ASSEMBLAGES
AND CRYSTALLOCHEMICAL PECULARITIES

T.L. Evstigneeva, A.D. Genkin, V.D. Begizov, Moscow, USSR

The intermetallic compounds of Pd with Sn, As and Sb are most complicated among Platinum Group Minerals (PGM). The typical paragenetic assemblages of these PGM have been established and possible models of the origin of the Pd-Sn-As-Sb compounds in the process of the ore formation are discussed. The data on the study of the synthetic Pd-Sn-Sb-As compounds in the pseudobinary systems ($Pd_2Sn - Pd_2As$, $Pd_2Sb - Pd_2As$ et al.) are described. The data on composition (microsonde) and structure (X-ray investigation) of natural and synthetic phases of the system Pd - Sn - As - Sb have permitted to produce and to precise the characteristics of some PGM (palairstanide and new minerals). These materials enabled to elaborate the nomenclature of the studied minerals.

NEW CONSIDERATIONS ON THE SPECIES IN THE LINNAEITE GROUP
J. Minčeva-Stefanova, Sofia, Bulgaria

Crystallochemical analysis of data published during the last 3 or 4 years on the chemical properties of the thiospinels in the Co_3S_4 - Ni_3S_4 - Fe_3S_4 - Cu_3S_4 system justifies a revision of the miscibility in this group of minerals. The conclusion that there are two miscibility fields in this system, those of the normal and of the inverse thiospinels, is reestablished. The former include linnaeite - carrollite - nickel linnaeite (of composition NiCo_2S_4). Many intermediate compositions fall in the field of linnaeite - carrollite - nickel linnaeite, and it includes also the CuCoNiS_4 composition as found in part of the grains of fletcherite (Craig & Carpenter, 1977).

The second group of thiospinels includes siegenite (CoNi_2S_4) - polydymite, violarite, and a composition CoNiFeS_4 as found by J. Riley (1980) for the so called cobalt violarite from the Mount Colin deposit, Australia. This composition should be regarded as a composition of a new mineral species (an inverse thiospinel).

Ferrocarrillite of $\text{Cu}_{0.5}\text{Fe}_{0.5}\text{Co}_2\text{S}_4$ composition found also by Riley (1980) is an exsolved phase of a high-temperature solid solution. Its chemical composition (the formula is derived by its discoverer) can be interpreted as a manifestation of a superstructure with respect to the thiospinel structure. A lowered symmetry is to be expected in this mineral.

The compositions found for fletcherite, ranging from CuCoNiS_4 to $\text{Cu}_{0.5}\text{Co}_{0.5}\text{Ni}_2\text{S}_4$ are associated with a fine zoning of submicroscopic size between fletcherite and polydymite (up to 1:1 of the two components).

GENESIS OF LEAD SULFOSALTS: SOME GENERAL PRINCIPLES

Y. Roelo, Orléans, France

Factors which control the natural formation of lead sulfosalts are very numerous. Physico-chemical factors include principally T , a_{S_2} , f_{O_2} , proportion of major elements (Pb, Sb, As, Bi, S), and rôle of minor constituents (Ag, Cu, Fe, Sn, Mn, Tl... as cations, and Cl, Se as anions); Crystallogenic studies sometimes show an important rôle of nucleation, crystal growth and epitaxy.

Geochemical factors induce different paragenetic types, which favour formation of particular sulfosalts, with distinct evolution of the Pb/(Sb,As,Bi) ratio.

Integration of numerous chemical analyses, structural data, stability diagrams, crystallogenic and paragenetic studies permits one to state some very general principles which facilitate the understanding of the genesis of lead sulfosalts in nature.

NEW GOLD-MINERALS GROUP - BIBIBINSKITE GROUP
(PLUMBO- AND STIBIOPLUMBOTELLURIDES)

E.M. Spiridonov, T.N. Chvileva, Moscow, USSR

The authors have discovered the intermetallic compounds Au-Cu-Fe-Ag-Te-Pb-Sb(Bi): bilibinskite, bogdanovite, bessmertnovite a.o.th. (minerals No. 1-12) in the cementation zones of gold-tellurides deposits. These minerals have superstructures derived from FCC cell of gold. According to X-ray data bogdanovite unites Au, Cu, Fe, Ag in the same structural position Me (the framework of FCC cell) and does Te and Pb in another position X (the atoms of intrusion). Thus, the new minerals can be considered as plumbo- and stibioplumbotellurides (independent group of the minerals corresponding to I. Kostov's, 1965 principals of classification): Me_3X_4 - mineral 1 (Au, Ag)₁Fe₂(Te,Pb)₄; Me_8X_5 - bilibinskite, Au₅Cu₃(Te,Pb)₅ (optically biaxial), pseudocubic VCC cubcell a'_0 10,03Å, Z 4, ρ_x 12.7 g/sm³; Sb-bilibinskite Au₆Cu₂(Te,Pb,Sb,Bi)₅; Me_2X - mineral 2, Au₂₋₃(Fe,Cu)₂₋₁(Te,Pb)₂; Me_3X - mineral 5, Au₅Cu₃(Te,Pb)₂; Me_4X - bogdanovite a'_0 4,087Å, Z 1/2, ρ_x 14.1 g/sm³; Me_5X - bessmertnovite Au₄Cu₁(Te,Pb)₁ (orthorhombic a 24.21Å, b 4.025, c 16.42, Z 16, ρ_x 16.3 g/sm³, disordered FCC subcell a 6b and c 4b); Me_8X - mineral 8, Au₅Cu₃(Te,Pb)₁.

The minerals of bilibinskite group and Fe-Cu-Pb-tellurites and supergene Cu-bearing gold replace the hypogene gold-tellurides associated with altait and chalcopyrite or tetrahedrite.

The minerals of bilibinskite group are not stable in oxidation zone.

SYNTHESIS OF COSALITE AND ITS PHASE RELATIONS
IN THE CU-Pb-Bi-S QUARternARY SYSTEM

A. Sugaki, A. Kitakaze, Sendai, H. Shima, Ube, Japan

Stoichiometric composition of cosalite is generally thought to be $Pb_2Bi_2S_5$. Many authors such as Van Hook (1960), Craig (1967), Chang and Hoda (1977), Mariolacos (1979, 1981) and Bente (1980) tried the synthesis of cosalite, but unsuccessful. Salanci and Moh (1967) synthesized phase X ($2Pb_{1-x}Bi_{2x/3}S \cdot Bi_2S_3$) which seemed to be cosalite, but was verified to be cannizarite by Sugaki et al. (1974). Cosalite usually contains small amounts of copper and silver in natural specimen. Thus, the present authors have tried the synthesis of cosalite in the quarternary system Cu-Pb-Bi-S. Cosalite did not appear in the ternary $Cu_2S-PbS-Bi_2S_3$, but appeared in the ternary $CuS-PbS-Bi_2S_3$. The synthesis of cosalite was carried out by evacuated glass tube method at $400^\circ C$ for 100 to 180 days; in the case of composition $(Cu_{0.12}, Pb_{0.88})_2Bi_2S_5$ monophasic of cosalite was obtained. This composition is very close to $CuPb_7Bi_8S_{20}$. The optical properties and X-ray powder data for synthetic cosalite are in good accordance with those of natural one. The crystal data of synthetic cosalite are orthorhombic, space group: Pbnm, a 19.13(1), b 23.80(2) and c 4.064(3) Å. At $400^\circ C$, cosalite associates with galenobismutite, lillianite, phase F ($Cu_{12}Pb_{25}Bi_{38}S_{88+x}$), and bismuthinite-aikinite solid solution. There are found that univariant assemblages including cosalite in the system Cu-Pb-Bi-S such as cosalite + galenobismutite + lillianite + sulfur (L), cosalite + lillianite + phase F + sulfur(L), cosalite + bismuthinite + galenobismutite + lillianite and cosalite + phase F + aikinite solid solution + lillianite.

ARSENIC-GERMANIUM-TIN-BEARING SULPHIDES
FROM THE RADKA DEPOSIT, BULGARIA
D. Tzonev, Sofia, Bulgaria

Mineral phases of the following ideal compositions: $\text{Cu}_5\text{Fe}_2\text{AsS}_8$ (tentatively named "sulphide A"), $\text{Cu}_5\text{Fe}_2\text{As}_{0,5}\text{Ge}_{0,5}\text{S}_8$ (tentatively named "sulphide B") and $\text{Cu}_5\text{Fe}_2\text{As}_{0,5}\text{Sn}_{0,5}\text{S}_8$ (tentatively named "sulphide C") have been found in the Radka copperpyrite-polymetallic deposit, Bulgaria. They are associated with renierite, germanite, briarite, enargite, tennantite, betkhtinite, chalcocite, sphalerite, bornite, idaite and barite. The phases found differ not only in their chemical composition, but also in their optical properties and X-ray patterns. Chemically, they correspond to the minerals renierite ($\text{Cu}_5\text{Fe}_2\text{GeS}_8$) and stannoidite ($\text{Cu}_5\text{Fe}_2\text{SnS}_8$). Thus, a ternary system is formed, viz. stannoidite-renierite-"sulphide A", the two other compositions ("sulphide B" and "sulphide C") occupying intermediate positions between the "sulphide A" and renierite and stannoidite, resp. It is believed that the three new compositions represent separate mineral phases.

INNER STRUCTURE OF PYRITES FROM SOME HYDROTHERMAL
MINERAL DEPOSITS IN BULGARIA

V.E. Velchev, Sofia, Bulgaria

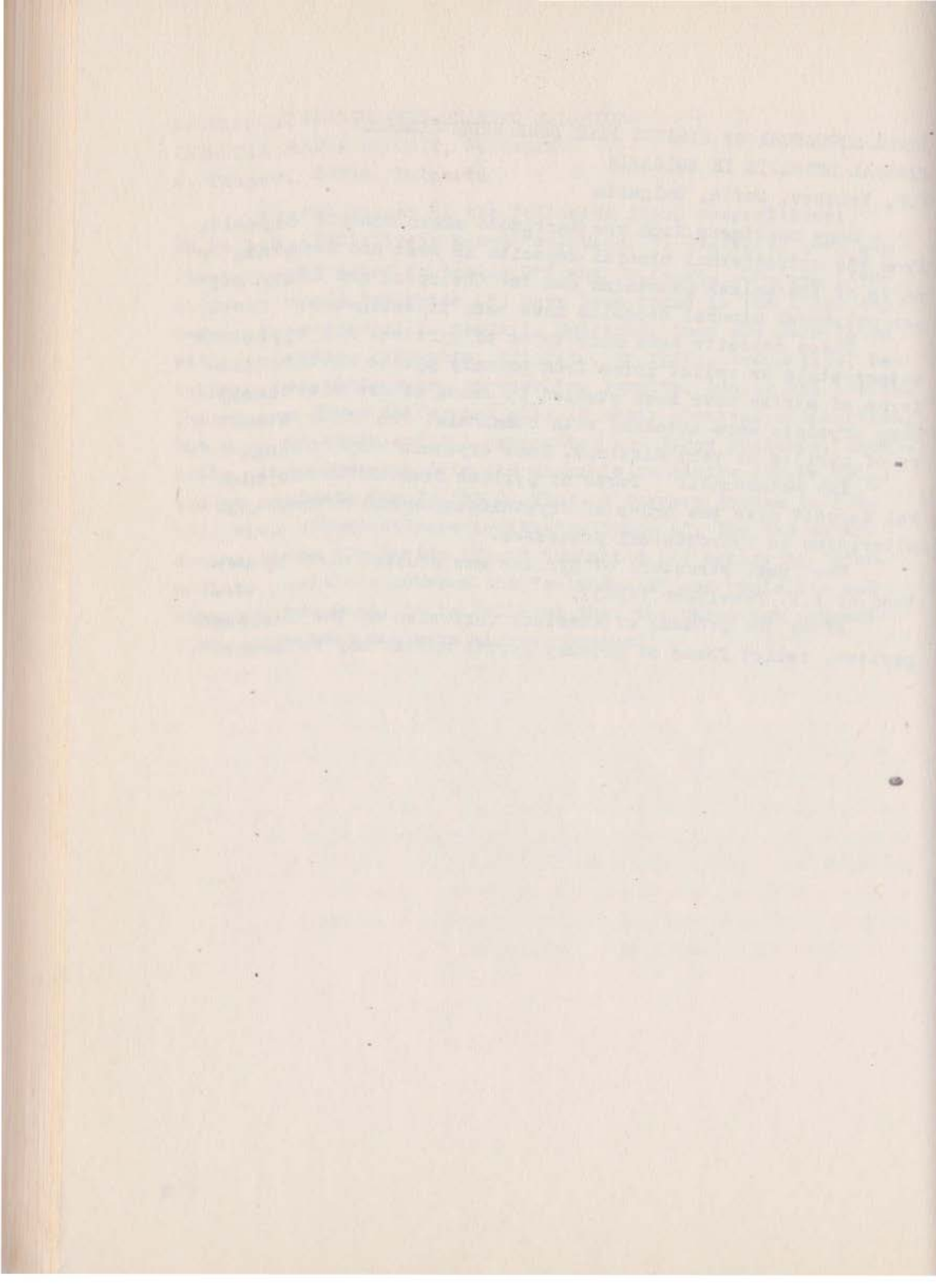
Many specimens from the Martinovo skarn mineral deposit, from the hydrothermal mineral deposits in West and Central parts of the Balkan Mountains and the Chelopech and Radka copper polymetal mineral deposits have been investigated.

These deposits have many types of pyrites. All types are metacrystals or relict forms from primary pyrite matter. All forms of pyrite have been studied by means of ore microscopy. Many crystals were attacked with chemicals. The inner structure of pyrites is very distinct. Some crystals have zoning.

The metasomatic forms of pyrites from Martinovo mineral deposit give the order of crystalization and metasomatic alteration in hydrothermal processes.

The inner structure of pyrites was studied also by method of A.P. Perelyaev (1963).

After the process of chemical corrosion of the Chelopech pyrites, relict forms of primary pyrite matter may be seen.



1.3. Силикаты

1.3. Silicates

1871
1872

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ
УЛЬТРАКАЛИЕВЫХ И НАТРИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Г.В. Андреев, А.О. Ларакшинов, Улан-Удэ, СССР

Сопоставление составов одних и тех же минералов в породах калиевого и натриевого ряда выявляет в них существенные различия. Для сравнения брались минералы из ультракалиевых щелочных пород Северного Прибайкалья и натриевых щелочных пород Витимского плоскогорья. Нефелины из калиевых пород характеризуются высокими содержаниями калисиликатовой составляющей и кремнезема и пониженными содержаниями нефелинового компонента. Средние содержания калисиликатового минала в них равны 25,85%, нефелинового - 68,16%, кремнезема - 5,98%. В натриевых породах соответственно установлены следующие содержания: 20%, 75,6%, 4,4%.

Следующий минерал, широко развитый в щелочных породах, представлен моноклинным пироксеном. В натриевых породах пироксен содержит геденбергитовый компонент в количестве - 60-77%, диопсидовый - 8-24%, эгириновый - 12-16%. В пироксенах из калиевых пород содержания этих компонентов соответственно равны 18,5, 60, 5, 19%.

Столь же существенны различия в составах гранатов. Гранаты натриевых пород сложены в основномgrossуляровым /45,1% / и андрадитовым /41,1% / миналами. В меньших количествах устанавливается альмандиновый /10,7% / и другие компоненты. В гранатах калиевых пород главными являются андрадитовый /79,9% / и хорломитовый /13,7% / миналы.

Рассматриваемые породы формируются при близких давлениях и температурах. Главным фактором, определяющим состав минералов, является минералообразующая среда.

ТЕНЗОРЫ ТЕРМИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ КЛИНОПИРОКСЕНОВ

Л.В. Андрианова, Р.С. Бубнова, С.К. Филатов, Ленинград, СССР

Характеристика термических деформаций кристаллов нередко ограничивается представлением коэффициентов расширения вдоль кристаллографических осей без указания параметров тензора деформаций. Для косоугольных /моноклинных и триклинных/ кристаллов такая неполнота информации может привести к ошибочным выводам, пример чему дают клинопироксены.

Нами обобщен алгоритм вычисления тензора термических деформаций кристаллов произвольной симметрии и написана программа на языке Фортран. Расчеты велись на ЭЕМ ЕС-1030 с точностью до трех значащих цифр для шести силикатных /амит, диопсид, геденбергит, жадеит, сподумен, прит/ и пяти ванадатных ($\text{Na}_x\text{Li}_{2-x}\text{V}_2\text{O}_6$, $x=0, 0,6, 1,0, 1,4, 2,0$) клинопироксенов. Экспериментальные данные о термических деформациях силикатов взяты из работы (M. Camerón, S. Sueno, C.T. Prewitt, J.J. Parise, Am. Mineral., 58, p. 594, 1973), ванадатов (Р.С. Бубнова, Л.В. Андрианова, Л.В. Белова, С.К. Филатов, З.Н. Зонн, В.С. Грунин. Изв. АН СССР, Неорганич. матер., 18, с. 468, 1982).

Термические деформации силикатных и ванадатных пироксенов сходны. Расширение максимально вдоль оси b . При учете лишь кристаллографических осей оно минимально вдоль пироксеновых цепей - оси c . Однако степень анизотропии деформации плоскости моноклинности ac в первом приближении пропорциональна интенсивности α_β изменения угла моноклинности β с температурой. Направление наименьшего /часто отрицательного/ расширения при значительных величинах $|\alpha_\beta|$ тяготеет к одной из биссектрис угла моноклинности, при малых $|\alpha_\beta|$ - к оси цепочки c . Величина $|\alpha_\beta|$ уменьшается как правило при повышении температуры, а для ванадатов еще и при переходе от крайних членов ряда к среднему.

КЛАССИФИКАЦИИ РАЗНОВИДНОСТЕЙ СЕРПЕНТИНОВЫХ МИНЕРАЛОВ

В.Р. Артемов, В.Н. Кузнецова, Ленинград, СССР

Классификации серпентиновых минералов и их разновидностей подразделяются на три группы: 1/ структурные, 2/ минералогические, 3/ для петрографических исследований. Предложена минералогическая классификация, в которой выделены минеральные виды - лизардит, хризотил, антигорит, унстит - и двенадцать разновидностей. Параметры a и b элементарных ячеек разновидностей лизардита, хризотила, унстита близки и находятся в пределах 5,28-5,32; 9,19-9,22 Å. Разновидность лизардита с характерной клиновидной формой кристаллов - κ -лизардит отличается от других наличием отражения с $d = 3,89-3,90$ Å. Лизардитовый гидрофит имеет более высокий параметр $c = 7,35$ Å, чем у других разновидностей лизардита /7,25-7,33 Å/. Разновидности хризотила различаются между собой параметрами c и β , равными соответственно: у хризотилового офита - 14,63-14,64 Å; $93^{\circ}11' - 93^{\circ}16'$; у хризотила породообразующего - 14,56-14,58 Å; $92^{\circ}52' - 93^{\circ}12'$; у хризотил-асбеста эластичного - 14,65-14,67 Å; $93^{\circ}22' - 93^{\circ}24'$; у хризотил-асбеста ломкого - 14,59-14,63 Å; $92^{\circ}03' - 93^{\circ}08'$; у хризотилового асбофита - 14,60 Å; $92^{\circ}53'$; у хризотилового гидрофита /девейлита/ - 14,72 Å; $93^{\circ}15'$. Шестислойная разновидность унстита имеет параметр c 43,72-43,98 Å; двуслойная - 14,65-14,69 Å; $\beta = 90^{\circ}$. Для петрографических исследований предложена классификация, основанная на структурных и минералогических исследованиях и учитывающая, кроме того, оптические свойства, формы проявления, временные взаимоотношения серпентинов. Выделено пять генераций лизардита, три - хризотила, три - антигорита, одна - унстита.

РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТУРМАЛИНОВ РАЗЛИЧНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

Г.Г. Афонина, Л.А. Богданова, В.М. Макагон, Н.В. Владыкин,
П.В. Богатырев, Иркутск, СССР

Размеры элементарных ячеек турмалинов являются типовыми признаками, так как зависят от состава и распределения элементов по структурным позициям и определяются условиями разования минерала. Изучены турмалины из различных месторождений Советского Союза и Монголии. Параметры элементарных ячеек турмалинов определялись МНК, с использованием большого количества рефлексов и по двум отражениям 051 и 122. Величины параметров, рассчитанных по двум рефлексам и МНК, совпадают. Строены графики зависимостей состав - параметры, состав - $/2\theta_{051}-2\theta_{122}/$, дающие возможность экспрессно определять содержание основных компонентов состава турмалинов. На диаграмме $2\theta_{051}-2\theta_{122}$ и $a-c$ выявляется закономерное расположение турмалинов различных минеральных парагенезисов.

Детально изучено изменение параметров элементарных ячеек и определенного по ним состава турмалина в отдельных зонах участках кристаллов минерала из жил мусковитовых и редкометалльных пегматитов. При смене условий кристаллизации происходит значительное изменение параметров элементарных ячеек и состава турмалина, причем в некоторых кристаллах наблюдается весь диапазон составов от шерла до эльбаита. Для изученных нами турмалинов ряда рудных месторождений характерны высокие значения a и c и уширенные рефлексы, что, вероятно, связано с входением Fe^{3+} в позиции Z и фазовой неоднородностью.

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ КЛИНОПИРОКСЕНОВ
ГЛУБИНЫХ МАФИТОВ УРАЛА

А.И. Белковский, И.Н. Локтяна, Е.П. Чаридин, Миасс, СССР

Глубинные мафиты на Урале известны в составе уфалейского высокобарического комплекса. В эклогит-сланцевой части комплекса включения "зеленых" гранатовых клинопироксенов ассоциируют с эклогитами. Породообразующий пироксен в них по составу /микроанализатор JXA-5A/ и свойствам ($\text{Ca}_{0,95}\text{Mg}_{0,93}\text{Na}_{0,01}\text{Fe}_{0,09}^{2+}\text{Cr}_{0,02}$)_{2,00}($\text{Al}_{0,03}\text{Si}_{1,97}$)_{2,00}; N_{g} 1,704-1,695; N_{p} 1,680-1,666; $+2V$ 60°; a 9,741; b 8,819; c 5,252 Å; β 105°46'; V 439,4 Å³; f 5,6 мол.%) близок к хромдиоксидам из включений в уральских алмазах и из включений гранатовых вебстеритов трубки "Мир". В мигматит-амфиболитовой части комплекса обнаружены включения "черных" шпинелевых клинопироксенов, ассоциирующих с вебстеритами. Состав и свойства породообразующего клинопироксена из "черных" пироксенов - ($\text{Ca}_{0,52}\text{Mg}_{1,09}\text{Na}_{0,07}\text{Fe}_{0,18}^{2+}\text{Cr}_{0,02}\text{Al}_{0,12}^{\text{VI}}$)_{2,00}($\text{Ti}_{0,02}\text{Al}_{0,07}\text{Si}_{1,91}$)_{2,00}; N_{g} 1,714; N_{p} 1,690; $+2V$ 56°; f 14,6 мол.%; a 9,741; b 8,809; c 5,263 Å; β 105°49'; V 439,6 Å³) соответствует составу хромовых эндиосидов из включений "черных" пироксенов в меллитовых базальтах ряда районов ФРГ.

Эволюция состава клинопироксенов в глубинных мафитах Урала сводится к закономерной смене вверх по разрезу пироксенового слоя верхней мантии беститанистых низкоглиноземистых хромдиосидов высокоглиноземистыми эндиосидами повышенной щелочности. Данные по изучению минералогического состава включений Са-мафитов указывают, что пироксеновый слой верхней мантии под уральским складчатым сооружением имеет гетерогенное строение.

ИЗОМОРФИЗМ В МАНТИЙНЫХ СЛЕДАХ

Н.В. Владыкин, В.И. Коваленко, Иркутск, СССР

Детально изученные авторами следы из мегакристов в щелочных базальтах Шаварын-Царама являются титановыми флогопит-биотитами с максимально высоким содержанием TiO_2 /более 12% / и аномально низкими концентрациями H_2O /0,6% / и фтора /0,2% /.

На основе изучения корреляционной зависимости элементов в изученных следах и сопоставления их со следами мегакристов из других провинций и следами кимберлитов установлено, что вхождение Ti в структуру след / TiO_2 менее 5% / осуществляется по схеме: $Al^{VI} + Al^{IV} + (Ti^{4+})^{VI} 3 + (вак.)^{VI} Si^{IV} + 3(Mg, Fe)^{VI}$ а в более богатых Ti следах по схеме: $(Ti^{4+})^{VI} + (Fe^{2+})^{VI} + (вак.)^{VI} + 3Mg^{VI}$. Резкое обогащение следы Ti приводит к смене ее триоктаэдрической структуры на диоктаэдрическую /политип $2M_1$ /, чему благоприятствует высокое давление и низкая активность воды в мантии. Исследования характера связей $Si-O$, $Al-O$, $Ti-O$ титанбиотита из мегакристов, проведенное М.П. Диковым показало, что в структуре следы преобладает Ti в шесторной координации а в четверной координации Al , кроме того отмечается неупорядочное распределение кремния и алюминия в тетраэдрах.

Изученные титановые следы согласно экспериментальным данным И.Д. Рябчикова не могли кристаллизоваться из базальтового расплава и являются дискретными модулями мантии.

КРИСТАЛЛОХИМИЯ ГРАНАТОВ СЕВЕРА УРАЛА

Н.А. Голдин, Е.П. Калинин, В.П. Марков,
В.П. Рузов, Н.А. Тихонов, Смытывкаев, СССР

Составы гранатов Севера Урала колеблется в широких пределах: пироп - 0,1-69,4%, альмандин - 11,3-74,4%, спессартин - 0,6-29,5%, Са-компонент - 16,1-52,6% и железистость - 25,1-97,8%.

На преобладавшем фоне гетерофазности, латеральной и петрохимической неоднородности субстрата наблюдается направленное изменение состава гранатов с востока на запад. Происходит постепенный рост альмандинового компонента /от 50 до 74,4/, общей железистости /от 37 до 84/, соответственно уменьшение Са-компонента /от 33,9 до 16,8/. Наблюдается увеличение пироповой составляющей гранатов и эксплозивных модулей в зоне растяжения палеоконтинентальной коры по сравнению с гранатами эклогитов, развитыми в подошве или несколько западнее альцинотипных гипербазитов палеоокеанической области. Гранат метагранатов, развитых в зоне проявления дилатантно-сильманитового типа метаморфизма представлен типичным альмандин-спессартином /55,9 и 29,5 соответственно/, тогда как гранаты гранитов зоны андалузит-сильманитового типа метаморфизма относятся к редко наблюдаемым разновидностям гроссуляр /47,0-47,8/ - альмандин /28,8-36,0/ - спессартинового /16,1-16,4/ ряда. Образовались гранаты при давлениях от 3 до 16 кбар и $T = 450-700^{\circ}$. Чистые прозрачные гранаты с существенным содержанием пиропового компонента, марганцовистые и итриевые разновидности альмандинов изотропны в отношении проводимости и показателя преломления являются анизотропными в отношении упругости, фотоупругости.

КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ДЕЛЬХАЙЕЛИТА

М.Д. Дорфман, М.И. Чирагов, Москва, СССР

Кристаллохимический анализ структуры дельхайелита - $K_3Ca_2|Ca_2(Si,Al)_8O_{19}(F,Cl)_2|$; гидродельхайелита - $KH_2|Ca_2(Si,Al)_8O_{19}(H_2O)_2|.4H_2O$ и макдональдита - $BaH_2|Ca_2Si_8O_{19}(H_2O)_2|.8H_2O$ позволил установить, что эти минералы имеют одинаковую структурно-динамическую единицу. Также на основе параметров элементарной ячейки и химического состава было установлено, что подобные мотивы характерны для родезита - $KNa|Ca_2Si_8O_{19}(H_2O)_2|.4H_2O$ и моунтенита - $K_2Na_2|Ca_2Si_8O_{19}(OH)_2|.4H_2O$. Такое единство дало основание объединить их в единую группу. Кристаллохимический анализ метакремнекислородных радикалов - родонита, пироксмангита, а также производных волластонитовых цепочек, позволил установить, что в кальциевых силикатах структурными миналами является группа Si_3O_{10} , связанная с октаэдрами кальция. На первом этапе образования структур разориентированные структурные миналы полимеризуются, причем Ca-октаэдр превращаются в колонки, а эквивалентные триортогруппы в волластонитовые цепочки. Подобные два эквивалентных мотива через центральные тетраэдры триортогруппы и октаэдры соседней колонки обобщают вершины и в результате образуется слой с химическим составом $Ca_2(OH)_2Si_6O_{12}(OH)_6$. Энантиоморфные смешанные мотивы со свободными вершинами триортогруппы Si_3O_{10} соединяется с диортогруппой Si_2O_7 . Химизм превращения следующий: $Ca_2(OH)_2Si_6O_{12}(OH)_6 + Si_2O_7 = Ca_2(OH)_2Si_8O_{19}$. В результате этой конденсации образуется двухэтажная кремнекислородная сетка с химическим составом $(Si_8O_{19})_{\frac{2}{3}}$. Эквивалентные сетки с октаэдрическими колонками кальция создают единый смешанный мотив - структурную единицу дельхайелитового типа. Этот мотив и химический состав $Ca_2X_2Si_8O_{19}$ /где X = OH, F, Cl, H₂O/ сохраняется у всех минералов группы дельхайелита. Минералы этой группы отличаются только по заполнению цеолитоподобных пустот щелочными катионами и молекулой воды.

ШАМОЗИТ - СЛОИСТЫЙ 7Å-ЖЕЛЕЗИСТЫЙ АЛЮМОСИЛИКАТ

В.Ф. Ершова, Е.Н. Куземкина, Л.С. Солнцева,

У.В. Ткачева, Л.С. Дубакина, Е.Г. Умнова, О.В. Шербак, Москва, СССР

1. Исследование образцов шамозита современными физическими методами, подтвердили, что этот минерал относится к слоистым силикатам структурного типа 1:1 с 7Å-периодом повторяемости. Впервые установлены диагностические признаки шамозита и определено его место в номенклатуре слоистых минералов.

2. Установлено, что все основные структурные характеристики шамозита /параметры элементарной ячейки, положение всех полос поглощения, позиции ионов Fe^{2+} / постоянны. В то же время, каждый образец шамозита характеризуется различной упорядоченностью в расположении ионов по структурным позициям. Выявлены два типа шамозита: I тип - упорядоченный, II тип - неупорядоченный.

3. Установлено, в отличие от существующих представлений, что шамозит имеет ди-триоктаэдрическую структуру, близкую к каолинитовому типу, соответствующую ди-триоктаэдрическому расположению ионов Al^{3+} и Fe^{2+} в октаэдрических слоях и различному характеру и типу внутренних и внешних водородных связей. На основании данных ИК- и ЯГР-спектроскопии и рентгеновской дифрактометрии структура шамозита существенно отличается от структуры серпентинового типа синтезированных и природных веществ.

4. Состав шамозита постоянен: Al_2O_3 - 24,25; SiO_2 - 23,5; FeO - 40,8; H_2O - 11% - данные локального рентгеноспектрального анализа, точность $\pm 1,5\%$ /, что характерно для структуры, обладающей изоморфизмом.

5. Диагностика шамозита, 7Å-серпентиноподобных минералов типа 1:1 и 7Å-, 14Å-хлоритов типа 2:1 с успехом решается методом ИК-спектроскопии с привлечением данных рентгенографии, ЯГР-спектроскопии и термического анализа.

СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ЩЕЛОЧНО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ СЛЕДЫ ЭКЗОКОНТАКТОВЫХ
ЗОН РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

В.Е. Загорский, В.М. Магарон, Иркутск, СССР

В экзоконтактах редкометалльных пегматитов широко проявлены процессы развития вторичных след, приводящие к образованию специфических метасоматитов - следитов. В этих метасоматитах наиболее распространены два изоморфных ряда: 1/ биотит - железистый лепидолит /криофиллит/, 2/ фенгит-мусковит-протолитионит, циннвальдит. Первый параллелизуется по времени со стадией образования альбитовых парагенезисов в пегматитах, второй - со стадией грейзенизации. Реже встречаются следы ряда мусковит - селадонит.

Изученные следы представлены полиטיפами: 1М(ЗТ) - биотиты, протолитиониты, циннвальдиты; 1М - криофиллиты, промежуточные следы протолитионит - фенгит-мусковитового и мусковит-селадонитового рядов; 2М - фенгит-мусковиты и мусковиты. От биотитов к криофиллитам и от протолитионитов-циннвальдитов к фенгит-мусковитам уменьшаются параметры элементарной ячейки.

Главными факторами, влияющими на состав экзоконтактовых след, являются: 1/ первичный состав вмещающих пород и 2/ тип пегматита /геохимическая специализация/. Первый фактор влияет на соотношение в следах магния, железа и алюминия, второй фактор определяет щелочно-редкометалльную специфику след. Для экзоконтактов цезиеносных пегматитов характерны цезиевые следы /до 5-7 % Cs/, пегматитов с ведущей танталовой минерализацией - ряд высокорубидиевых /до 3,8 % Rb/ след, а в экзоконтактах пегматитов собственно литиевого типа среди редких щелочей в следах доминирует литий.

КИНЕТИКА И МЕХАНИЗМ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ
МУСКОВИТА $2M_1$ /ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ/

И.П. Иванов, А.В. Зотов, В.А. Покровский,
А.П. Мухамет-Галеев, Н.Д. Самотовн, Москва, СССР

Несмотря на большое число экспериментальных исследований до сих пор однозначно не установлены термодинамические и кинетические факторы, определяющие образование того или иного поли типа мусковита. В настоящей работе изучена кинетика гидротермальной кристаллизации мусковита из геля в широком интервале ТР-условий: $300-700^{\circ}\text{C}$ при давлении от 1-7 /гидротермальная аппаратура высокого давления/ до 30 кбар /установка "наковальня с лункой"/. Попытка осуществить переход $1M \rightarrow 2M_1$ при 300°C и давлении насыщенного пара успеха не имела, несмотря на большую длительность опыта /до года/. Опыты при $600-700^{\circ}\text{C}$ и давлении 1,5-30 кбар показали, что образование поли типа $2M_1$ происходит по схеме: гель $\rightarrow 1M \rightarrow 2M_1$. Сочетанием рентгеновских и электронномикроскопических исследований установлено, что кристаллизация мусковита $2M_1$ происходит непосредственно из раствора в ходе растворения ранее образованного поли типа $1M$. Переход $1M \rightarrow 2M_1$ путем перекристаллизации прослежен также на образцах природных слюд, подвергнутых гидротермальной обработке. Из анализа кинетических кривых следует, что образованию поли типа $2M_1$ предшествует длительный период, в течение которого без заметных изменений сохраняется слюда $1M$ и, вероятно, образуются зародыши фазы $2M_1$. Наступавшая затем собственно перекристаллизация является реакцией первого порядка с энергией активации 20 ± 4 ккал/моль.

Полученные результаты указывают на бесперспективность экспериментальных попыток осуществления перехода $1M \rightarrow 2M_1$ в области низких температур. Для окончательного решения вопроса о стабильном поли типе мусковита необходимо получение новых прецизионных термодинамических данных.

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВОЛЛАСТОНИТОВ УЗБЕКИСТАНА
В СВЯЗИ С ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ В КЕРАМИЧЕСКОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ
М.И. Исмаилов, А.А. Скачкова, А.С. Балакина, Ташкент, СССР

Кристаллохимические исследования волластонитов различного генетического типа /скарноидной, скарновой и кислотной стадии/ из месторождений Узбекистана, проведенные с целью выявления пригодности их для использования в керамической промышленности, дали следующие результаты:

1/ по характеру кривых дифрактограмм, полученных на Дрон-2.0, изученные образцы относятся к моноклинной модификации с незначительной примесью триклинной, что позволило отнести их к параволластонитам;

2/ выявлена корреляционная связь между чувствительной парой отражений от плоскостей кристаллической решетки (400), (002) и содержанием структурных элементов примесей Fe_2O_3 , FeO и Al_2O_3 . Колебание содержаний этих окислов приводит к изменениям интенсивностей рефлексов (002) и (400) и параметров кристаллической решетки;

3/ значение отношения интенсивности $\frac{I(400)}{I(002)}$ колеблется от 0,21 до 1,63. При этом волластониты из скарноидов магматического этапа характеризуются максимальным значением /1,21-1,63/, скарновой стадии - средним /1,0-1,05/, а кислотной стадии выщелачивания - минимальным /0,21-1,0/, что обусловлено различными физико-химическими условиями их образования;

4/ повышенное содержание FeO, Fe_2O_3 , MnO в волластоните кислотной стадии выщелачивания не позволяет рекомендовать их для использования в керамической промышленности.

ИНФОРМАТИВНОСТЬ ФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК СЛЕД
ПРИ РЕШЕНИИ ОСНОВНЫХ ПРОБЛЕМ ИХ СИСТЕМАТИКИ

И.В. Коваль, И.Л. Лапидес, Иркутск, СССР

Поразительная способность структуры след к изменениям химического состава при сохранении основного кристаллографического мотива ставит перед их систематикой ряд проблем. К наиболее дискуссионным из них относятся вопросы смесимости ди- и триоктаэдрических типов, выделение изоморфных серий, их конечных членов, разновидностей и разрывов смесимости.

Имеющиеся данные свидетельствуют о несоответствии равномерных или иных формальных шкал в систематике след субсолидусным отношениям в системах. Поэтому целесообразно установление границ, основанных на изменении естественных характеристик минералов. Неполнота информации приводит к необходимости использовать для решения этих вопросов комплекс физических методов. Основой для этого служит отражение кристаллохимических и структурных изменений в физических свойствах минералов. Наиболее информативными являются особые точки функций изменения параметров /разрывы, сингулярности и т.д./, а также области их монотонного изменения.

На основе сопоставления оптических и термических свойств, структурных параметров, ИК-спектров с химическим составом в системе природных калиевых след обоснованы достаточно широкие пределы смесимости ди- и триоктаэдрических след, асимметрия разрыва смесимости, существование промежуточных след, выделение отдельных разновидностей.

ПАРАГЕНЕЗИС НЕФЕЛИН-ПИРОКСЕН В ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ
КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Л.В. Козырева, г. Апатиты, СССР

Щелочные породы являются характерными интрузивными образованиями на территории Кольского полуострова. Они присутствуют в массивах разных формаций и различных возрастов, образуя отдельные массивы или тела в сложных по геологическому строению образованиях. Среди щелочных пород развиты полевошпатовые, нефелин-полевошпатовые и нефелиновые разновидности. Преобладают нефелин-полевошпатовые породы, характерными являются нефелиновые разновидности /уртит-мельтейгиты/, полевошпатовые разновидности редки. Для каждой из этих разновидностей пород выделяются типоморфные парагенезисы порообразующих минералов. Обычно они насчитывают несколько минералов /полевые шпаты+нефелин+содалит+пироксен+амфибол+биотит/, для нефелиновых пород нередко число минералов в парагенезисе сокращается до двух. Использование более 30 пар химических анализов осуществивших нефелинов и пироксенов выявило направленное изменение их составов в уртит-мельтейгитах разных формаций. Детальное исследование нефелинов показало, что наиболее варьируемыми компонентами в их составе являются содержания щелочей и кремнекислоты. Пироксены исследуемых пород по составу относятся к диопсидам, диопсид-геденбергитам, авгит-диопсид-геденбергитам, эгирин-диопсид-геденбергитам и эгиринам. Сопоставление содержания "избыточного" кремнезема в нефелинах и общей железистости пироксенов показало, что эти характеристики понижены в породах каледонской щелочно-ультраосновной формации и повышены в породах герцинской нефелин-сциенитовой формации. Выделенные две группы парагенезисов в уртит-мельтейгитах отличаются и температурными границами по геотермометрам.

ИССЛЕДОВАНИЕ СТРУКТУРНОГО РАЗУПОРЯДОЧЕНИЯ
В НЕКОТОРЫХ КОЛЬЦЕВЫХ СИЛИКАТАХ

В.С. Куражковская, И.И. Плюснина, Москва, СССР

Методами рентгеновской дифрактометрии и ИК-спектроскопии исследованы структурные модификации ряда кольцевых силикатов с различным упорядочением атомов разного сорта, например Si и Al в кристаллографически эквивалентных позициях структур. Для кордиеритов рентгенографически определены коэффициенты искажения гексагональной симметрии, а ИК-спектроскопически - коэффициенты Si/Al упорядоченности. Установлено, что кордиериты обладают структурами ромбическими упорядоченными (Mg - кордиериты), либо переходными от ромбической сингонии к гексагональной с меньшей степенью упорядоченности атомов Si и Al.

Согласно ИК-спектроскопическим исследованиям представителей группы берилла при переходе от бесщелочных к щелочным разновидностям структура претерпевает изменение подобное структуре кордиерита и связанное с замещением части атомов Si атомами Al и их разупорядочением в тетраэдрических позициях. Признаками этого служат смещение полосы валентных Si-O колебаний к более длинным волнам, уменьшение интенсивности полосы Al^{VI}-O колебаний, увеличение диффузности спектра. Щелочные атомы понижают заряд тетраэдров, в которых Si заменен на Al. Роль Al в кольцевых силикатах не однозначна. В структуре турмалина жесткая связь кремнекислородного кольца с антигоритовым элементом, отсутствие каналов, рыхлости структуры приводит, по-видимому, к невозможности заметного замещения Si атомами Al. Определение структурных разновидностей турмалинов проводилось с позиций изучения изоморфизма и неупорядоченности в октаэдрических позициях структуры.

РЕДКИЕ МИНЕРАЛЫ В ЧАРОИТОВЫХ ПОРОДАХ

К.А. Лазебник, В.Д. Лазебник, Якутск, СССР

На крайнем западе Алданского щита, вблизи одного из мезозойских щелочных массивов, известны весьма необычные яркие срезовые метасоматические породы, которые по основному слогающему их минералу называются чароитовыми. В их составе, не считая рудных, установлено более 20 минералов. Помимо кварца, калишпата, кальцита и эгирина, слагающих иногда до 50% пород, в них в тех или иных количествах присутствуют редкие и крайне редкие минералы, во многом определявшие специфику этих пород, обнаруженных пока только в одной точке на земном шаре.

Из редких минералов здесь встречены: пектолит, апофилит, калиевый рихтерит, мизерит, бербанкит и кальциевый стронциан. Первые 3 минерала в незначительных количествах отмечены в большей части чароитовых пород. К числу крайне редко встречающихся минералов, находки которых в мире исчисляются единицами, относятся: сам чароит - 1 находка, канасит - 2, тинаксит - 2, дорит - 2, батисит - 2, делиит - 3, эканит - 5. Вариации содержания этих минералов в породе очень широкие, от единичных атомов /батисит/ до 90% /чароит/. В минералогическом плане группа крайне редко встречающихся минералов представляет наибольший интерес.

Отличительной чертой химизма чароитовых пород является повышенная щелочность с резким преобладанием калия, почти полное отсутствие глинозема, избыток окиси кальция и, как правило, кремнезема. Кроме того в них в повышенных количествах присутствуют такие элементы как Ba, Sr, Ti, Zr и др. Все это обуславливает появление в чароитовых породах вышеупомянутого комплекса экзотических минералов.

ТИПОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПАРАГЕНЕЗИС
СКАПОЛИТА ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

В.И. Левицкий, З.И. Петрова, В.Г. Иванов, Иркутск, СССР

В Южном Прибайкалье скаполит пользуется широким распространением. Этот минерал образуется в результате проявления процессов регионального высокотемпературного метасоматоза древних глубокометаморфизованных толщ в интервале температур от 800 до 380°C. Именно с этими процессами в Южном Прибайкалье связывается формирование широко известных месторождений флогопита и лазурита.

Скаполитовые породы образуются по субстрату разного состава - кристаллическим сланцам и гнейсам, магматическим породам, ранним скарнам и мраморам. Скаполиты Южного Прибайкалья содержат от 20 до 83% мейонитового минерала. Химический и редкоэлементный составы этого минерала зависят: 1/ от состава исходных пород; 2/ положения скаполитсодержащих ассоциаций в зональных метасоматических телах; 3/ геохимической направленности процессов преобразований древних толщ; 4/ температур формирования скаполитовых парагенезисов в результате проявления единого для всего Прибайкалья процесса.

Повсеместно в Южном Прибайкалье от ранних ассоциаций к поздним независимо от исходного субстрата фиксируется последовательное уменьшение содержаний мейонитового минерала, углекислоты, хлора и возрастание концентраций серы.

КРИСТАЛЛОХИМИЯ СОЕДИНЕНИЙ СО СТРУКТУРОЙ БЕРИЛЛА

М.А. Михайлов, Т.В. Демина, Иркутск, СССР

Из раствора в расплаве солей синтезированы берилл /Б/, бериллиевый индиалит /БИ/ и кордиерит /К/, относящиеся к одному структурному типу. Кристаллохимические особенности этих соединений исследованы методами спектрофотометрии, микронзондирования, ЭПР, оптической и ИК-спектроскопии, кулонометрии. Установлена непрерывная смесимость между Б и БИ, растворение Б и БИ до 22% мол. и БИ в Б до 0.11% мол., отсутствие смесимости между Б и К. В октаэдрические позиции внедрены Cr^{2+} , Cr^{3+} , V^{2+} , V^{3+} , Sc^{3+} и Mn^{2+} , а Ti^{3+} и Fe^{2+} - в октаэдрические и тетраэдрические. Достигнуты следующие концентрации изоморфных элементов:

изоморфная примесь, % вес.											
	Ti_2O_3	Cr_2O_3	V_2O_3	FeO	MnO	Sc_2O_3	K_2O	Na_2O	Rb_2O	Cs_2O	CaO
Б	4.73	8.62	6.70	0.30	-	1.37	0.40	0.15	0.07	0.30	0.00
БИ	1.87	2.22	3.14	2.67	-	7.47	1.04	0.29	1.30	1.04	0.00
К	0.45	0.70	0.20	2.39	0.70	0.10	0.33	0.45	1.70	1.50	0.50

Кристаллохимические особенности Б, БИ и К определяют накопление больших количеств Cr и V в Б, Fe, Rb, Cs, Na в БИ и K, а Ca в К. При одновременной кристаллизации Ti и Sc внедряются в БИ в больших количествах, чем в Б. Изоморфная примесь изменяет соотношение основных видообразующих элементов в рассматриваемых соединениях, что сказывается на физических свойствах /параметрах элементарных ячеек, структурном состоянии, оптических константах, плотности, твердости/, облике и анатомии их кристаллов. На примере кордиерита показано, что изоморфные примеси влияют на степень химической неоднородности кристаллов, повышая или понижая анизотропию их физических свойств /диссиметризацию, гетерометрию/.

СОСТАВ, ФОРМАЦИОННЫЕ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ МИНЕРАЛОВ
ГРУППЫ ГЛАУКОНИТА В ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

И.В. Николаева, Новосибирск, СССР

Минералы группы глауконита /МГГ/ характеризуются структурой слюды поли типа 1М, максимальным для слюды - Si, минимальным - K, и называются гидрогенными слюдами. На основе статистической обработки более 800 химических анализов в составе МГГ устанавливаются изоморфные замещения $SiK-R^{3+}R^{2+}$ и $3R^{2+}-2R^{3+}$, общие для слюды в целом, совершенный изоморфизм Al-Fe³⁺ и минал Fe²⁺.Mg, определяющиеся диагенетическими условиями их образования /Николаева, 1977/.

Формационный тип МГГ рассчитывается как средний состав в комплексах пород определенного состава и возраста, фациальный тип - как средний состав в литофациальной зоне бассейна. Изучение формационных и фациальных типов МГГ позволили установить субширотную /и субмеридиональную/ зональность химического состава МГГ, обусловленную ландшафтно-климатическими условиями эпох глауконитообразования; закономерные изменения состава МГГ - в связи с типами бассейнов /эвапоритовый, нормально морской/; зональность состава МГГ в бассейне, обусловленную влиянием температуры и солености воды и направленности процессов выветривания на прилегающей суше; локальные и региональные отклонения состава МГГ, связанные с вторичными изменениями отложений; направленное изменение состава МГГ от докембрия к кайнозое, объясняющееся эволюцией обстановок глауконитообразования в геологической истории.

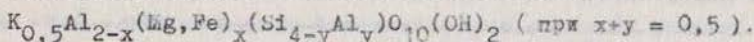
ПОЛОЖЕНИЕ СЕРЦИТА В РЯДУ ДИОКТАЭДРИЧЕСКИХ СЛЮД

Б.И. Омеляненко, И.И. Воловикова, В.А. Дрил,

Б.Б. Звягин, О.Л. Андреева, В.А. Сахаров, Москва, СССР

1. Необходимость более строгого понятия "серцит" вытекает из широкой распространенности его в метасоматитах, связанных с определенными видами полезных ископаемых. Показано, что в ряду диоктаэдрических слоистых силикатов от мусковита через гидрослюда, смешанный слюда-монтмориллонит до монтмориллонита серцит отвечает начальному интервалу между мусковитом и гидрослюдой.

2. Под серцитами предложено понимать тонкоцелульчатые светлые калиевые слюды, варьирующие по составу между мусковитом, лейкофиллитом и слюдой теоретического состава



Среди серцитов выделяет негидратированные и слабогидратированные разновидности.

3. Разграничение серцитов и гидрослюд основано на использовании метода рентгенодифрактометрии, а именно на измерении с величины смещения первого базального рефлекса природных и насыщенных глицерином /этиленгликолем/ образцов. Для мусковитов и серцитов эта величина (Δd) варьирует от 0 до 0,15 Å /что соответствует содержанию разбухавших межслоев от 0 до 5%/ для гидрослюд - от 0,15 до 1,0 Å /5-20% разбухавших межслоев/. Чаще всего серциты представлены политипом $2M_1$ или смесями $2M_1+1M$, причем с увеличением содержания разбухавших межслоев относительное количество $1M$ увеличивается. Типичные серциты от типичных гидрослюд отличаются также по величине двупреломления, кривым нагревания, ИКС, однако в переходной области их разделение возможно лишь с применением методов рентгеновской дифрактометрии и электронографии.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ СТРУКТУРНОГО СОСТОЯНИЯ
ПИРОКСЕНОВ ИЗ МЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ

Н.И. Органова, И.М. Марсий, В.С. Гайдукова, Н.Д. Захаров,
В.И. Коваленко, И.П. Лапутина, СССР

Изучались пироксены, образовавшиеся в условиях мантии - лавит, ортопироксен и диопсид. Использовались следующие методы исследования: рентгеноструктурный анализ, электронная микроскопия /метод реплик и высокоразрешающая электронная микроскопия/, а также зондовый микроанализ. Получено распределение атомов железа и магния по позициям M1 и M2, установлено присутствие микровключений слюды, а также нарушение строгой периодичности в расположении атомов в структурах пироксенов. Полученные результаты позволяют высказать некоторые соображения о деталях термической истории изученных образцов.

ПРИРОДНЫЙ МЕЙОНИТ: ПАРАГЕНЕЗИС И ФАЗОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ

Н.Н. Перцев, Т.И. Шекина, Москва, СССР

Скаполиты, близкие по составу к мейонитовому члену долгое время не были известны. Некоторые исследователи полагали даже, что они не стабильны. Нами был обнаружен скаполит, содержащий 91-95% мейонита. Минерал встречается в известково-силикатных будинах /ксенолитах/, заключенных в теле полевошпатовых пегматоидных пород в зоне Сраального глубинного разлома на Алданском щите.

Взаимодействие пегматоида с известково-силикатным материалом будин выразилось в образовании в эндоконтакте зонки анортита / Ap_{94-98} / мощностью до 20 см и каймы /до 3-4 см/ апатита в непосредственном контакте. Сами будины оложены кальцитом, анортитом, кварцем, влинопироксеном, сленом, а также позднее образовавшимися скаполитом, волластонитом и гроссуляром. Карбонатный и силикатный материал распределены в будинах неравномерно, аналогично распределению материала в карбонатно-силикатных тектонитах.

Образование мейонита происходило на стыках зерен анортита и кальцита. В ходе дальнейшей эволюции условий мейонит в свою очередь по периферии зерен подвергался разложению на агрегат анортита второй генерации с симплектитовыми вростками кальцита. Составы изученных скаполитов заметно отличаются от теоретических по кремний-алюминиевому соотношению. Это говорит о том, что образование мейонита и его разложение вызваны более сложными процессами, чем простое изохимическое взаимодействие между анортитом и кальцитом.

Тесный парагенезис мейонита с волластонитом и гроссуляром как с вторичными минералами зоны разлома свидетельствует об образовании его при меньших давлениях и температурах в сравнении с гранулитами рамы.

СОСТАВ И СТРУКТУРА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И АКЦЕССОРНЫХ
МИНЕРАЛОВ - ПОКАЗАТЕЛИ ГЕНЕЗИСА ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ БАЗАЛЬТОВ

Б.Е. Порошин, Л.Г. Кузнецова, Ленинград, СССР

Установлена взаимосвязь составов /химический и микронзондовый методы/ и отражающих структурное состояние физических параметров /ИКС, ЯГРС, рентгено-структурный, оптический методы/ породообразующих: клинопироксены (сРy), плагиоклазы (Pl), магнетиты (Mt) и акцессорных: хромшпинелиды (CrSp), гранаты (Gr), ильмениты (Ilm), минералов, выделенных из базальтов Уральской (S_1-T_{1-2}) и Алтае-Саянской (l_1-l_2) складчатых областей.

С учетом последовательности образования отдельных минералов и их генераций выделяются глубинные (CrSp, Ol, Gr, сРy), промежуточные (сРy, Pl, Ol, Fe-Ti) - окислы и др./ и поверхностные (сРy, Pl, TiMt, Ilm) парагенезисы.

Однотипность состава высокохромистых хромшпинелидов из инициальных базальтов разновозрастных складчатых областей - возможных реститов верхней мантии свидетельствует о близости условий генерации первичных геосинклинальных магм. Многообразие парагенезисов породообразующих минералов и их генераций, наличие чужеродных для базальтов "коровых" минералов подчеркивает главенствующую роль промежуточного - интрателлурического этапа кристаллизации минералов для эволюции базальтовых магм.

Наиболее информативными для восстановления условий образования базальтов являются "сквозные" минералы типа сРy, Mt, формирующиеся на всех уровнях эволюции магм. Однако постоянно наблюдаемая корреляция составов этих минералов с вмещающими породами, указывая на их очевидную связь, затешивает использование состава непосредственно для определения условий кристаллизации: P-T, P_{O_2} , равновесность. Установление последних возможно с привлечением физических констант, показывающих характер вхождения отдельных элементов и изоморфных замещений в структурах минералов при различных генетических процессах.

ПАРАГЕНЕЗИС МИНЕРАЛОВ МИАРОЛОВЫХ ПЕГМАТИТОВ
ЗАПАДНОЙ МОРАВИИ, ЧЕХОСЛОВАКИЯ
Й. Станёк, Върно, ЧССР

В области на север от г. Вельке Мезиржичи в Западной Моравии выступают наряду с полинодифференцированными-редкометалльными пегматитами тоже миароловые пегматиты.

Миароловые пегматиты в этой области образуют маленькие, линзовидные, реже досковидные тела с полостями, выполненными большим количеством кристаллов. Кристаллы размером до 0,5 м. В пегматитовом теле одна или больше полостей.

Пегматитовые тела имеют зональное строение. Их большую часть занимает гранитическая зона, которая составлена из обожженных полевых шпатов, кварца, биотита, мусковита и турмалина-жерла. Центр тел занимает графическая зона и блоковые участки, которые составлены из блоков калиевого полевого шпата и кварца. В центре тел появляются полости. С ними связана альбитизация.

Миаролы выполнены кристаллами ортоклаза, дымчатого кварца, альбита, турмалина-жерла, мусковита, иногда в маленьком количестве апатита.

Миароловые пегматиты характеризуются повышенным количеством калия, которое обеспечило высокую щелочность послепегматитических растворов, воздействие которых на пегматиты первичной геохимической специализации привело к образованию вторичных миарол. Минеральный состав миарол соответствует составу внекарбидных пегматитов. Характерно, что из летучих компонентов в изученных пегматитах преобладает бор, а нет фтор, поэтому велика роль турмалина.

Кристаллизация всех минералов в миаролах протекала почти одновременно, трудно поэтому определить последовательность отдельных минералов.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ КАОЛИНОВЫХ КОР ВывЕТРИВАНИЯ

В.В. Сухоруков, В.П. Сологдина, Новосибирск, СССР

Качественный и количественный состав глинистых минералов кор выветривания, характеристики их тонкой кристаллической структуры, выявляемые с помощью комплекса физико-химических методов, позволяют объяснить ряд особенностей преобразования главных минералов изверженных пород при выветривании.

Каолинит образуется различными способами в зависимости от типа выветриваемых пород: на кислых породах - это преимущественно прямое замещение полевых шпатов, на основных - образование его по промежуточным минералам. Каолиниты, развитые на кислых породах, характеризуются большими колебаниями величин структурной упорядоченности и параметров тонкой кристаллической структуры: от высоких до низких значений; на основных породах диапазон колебаний этих величин значительно меньше: от средних до низких. Образование каолинита по предшествующим ему глинистым минералам всегда приводит к понижению его структурной упорядоченности.

Гидрослюда /Al -следа с дефицитом калия политипа 1M/ широкого распространения не имеет и в существенных количествах может развиваться только на кислых породах по ортоклазу, что обусловлено особенностями позиционного распределения Al и Si в его структуре. Гидрослюда очень неустойчива и быстро замещается каолинитом. Следа мусковитового типа в профилях выветривания является реликтовой и устойчива при выветривании.

10A - минерал, часто устан-авливаемый в продуктах начальных стадий выветривания плагиоклазов, оптически диагностируемый как гидрослюда, возможно является смешаностойным минералом.

Минералы группы монтмориллонита, образовавшиеся при выветривании оливинов, пироксенов, роговых обманок, биотитов, хлоритов, иногда средних и основных плагиоклазов, неустойчивы и вверх по профилю замещаются каолинитом.

ЗОНАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ ГРАНАТОВ КИМБЕРЛИТОВ
И ЕГО ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ
А.Д. Харьков, Мирный, СССР

В ряде кимберлитовых грубок Якутии относительно часто встречаются зональные гранаты хром-магнезиального состава. Наиболее распространены зональные гранаты среди высокохромистых разновидностей, которые по ряду признаков относятся к особо глубинным образованиям. Для них характерны включения хромита, реже пикроильменита. Установлено два типа переходов между зонами: постепенный и резкий с четко выраженными границами. От центра к периферии зерен снижается содержание Cr_2O_3 , MgO и возрастает содержание TiO_2 , FeO , CaO . Особенности состава внешних зон некоторых зерен граната свидетельствуют об их близости к составам зеленых гранатов уваровит-пиропового ряда, для которых устанавливается верлитовый парагенезис. Включенные в гранатах зерна хромшпинелида характеризуются переменным содержанием Al_2O_3 и Cr_2O_3 , а также повышенной примесью TiO_2 . При смене состава зон граната закономерно меняется состав включений хромшпинелида. В ряде случаев в одном зерне граната присутствуют включения хромита и пикроильменита. Первый приурочен к ядру граната, где установлено повышенное содержание Cr_2O_3 /6,00-8,87% /, а второй - к периферийной зоне, характеризующейся пониженной хромистостью / $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 1,61-5,71\%$ /. В зоне граната, где содержание Cr_2O_3 равно 5-6%, совместно сосуществуют хромит /содержит 4,45% TiO_2 / и ильменит /содержит 10,7% Cr_2O_3 /.

Характер зональности граната дает представление о последовательности его кристаллизации в кимберлитовом расплаве. Образование внутренних зон зерен граната осуществлялось при более высокой температуре и давлении, чем периферических. Снижение P-T-условий кристаллизации сопровождалось соответствующей дифференциацией кимберлитового расплава в сторону уменьшения его магнезиальности и понижения в системе Fe и Ti, а также усложнения окислительного потенциала среды.

Отмеченный ход дифференциации кимберлитового расплава осуществлялся в верхней мантии в условиях восходящего движения магмы из глубин, соответствующих условиям стабильного алмазо-

образования до верхних уровней мантии, где завершается стабильный рост гранатов пиропового ряда. Таким образом, зональность гранатов является доказательством их кристаллизации в мантийном очаге.

КРИСТАЛЛОХИМИЯ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ЛАБУНЦОВИТА-НЕНАДКЕВИЧИТА
З.В. Шлыкова, Н.И. Органиова, Москва, СССР

Кристаллическая постройка минералов группы лабунцовита-ненадкевичита представляет собой цеолитоподобный каркас, содержащий четвертные кольца из кремнекислородных тетраэдров. Последние связывают между собой сфеноподобные цепочки из Ti -октаэдров. В пустотах каркаса располагаются крупные катионы K , Na , Ba и молекулы H_2O . Как в сфидатном каркасе структуры, так и в содержимом ее пустот наблюдается широкий изоморфизм. Особая кристаллохимическая роль принадлежит пространству между Ti -цепочками плоскости (001). Способ его заполнения и природа атомов, связывавших цепочки в слои или ленты, определяют принадлежность минерала к одному или другому минеральному виду или его разновидности. Так обычный лабунцовит содержит в своей структуре высокочargedные ионы Nb и Ti , которые связывают цепочки в ленты. Структура не в состоянии вместить много Nb , что следует из второго закона Полинга. Заполняется $1/8$ часть пустот.

Калийсодержащая разновидность лабунцовита характеризуется избыточным по сравнению со стандартной лабунцовитовой решеткой количеством атомов, заселяющих часть ранее пустовавших позиций. Последние заполняются "средними" катионами - Mn , Fe , Ti и Nb по центрированному мотиву, образуя слой с заполнением $1/4$ пустот.

В ненадкевичите, характеризуемся высоким содержанием Nb , в основных цепочках, при том же мотиве заполнения пустот на месте цветных катионов располагаются атомы Ca , в Nb -ненадкевичите все пустоты между цепочками заполнены атомами Na .

Все изученные члены группы обнаруживают большую склонность к неупорядоченности. В лабунцовите это закономерный сдвиг слоев (100) на $\pm \frac{z}{2}$, в ненадкевичитах - полисиантетическое двойникование по плоскости (100). Особенности неупорядоченности определяются условиями роста минералов.

ЭВОЛЮЦИЯ СИЛИКАТОВ В МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

А.К. Яковлева, В.Н. Яковлев, г. Апатиты, СССР

Месторождения связаны с син- и постороженными докембрийскими интрузивами базитов и гипербазитов и относятся к классу магматических, позднее метаморфизованных в условиях зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой фаций. Силикаты в рудах образуют ассоциации, характерные для последовательных этапов и стадий их формирования. В магматический этап возникает парагенезис первичных силикатов, составляющих реакционную серию: оливин - пироксен - плагиоклаз /лабрадор/ - амфибол /керсутит/. Их типоморфизм определяется валовым составом пород соответствующих магматических комплексов. Оливин и пироксен представлены магнезиальными членами изоморфных рядов, их железистость увеличивается по мере снижения основности пород. При аутометаморфизме возникает серпентин и тальк. В процессе регионального метаморфизма образуются хлориты, амфиболы актинолитового ряда в зеленосланцевой зоне; магнезиороговая обманка, куммингтонит, антофиллит, флогопит, биотит - амфиболитовой; чермакитовая и паргаситовая роговые обманки, биотит - гранулитовой. Типоморфизм метаморфических силикатов определяется P-T условиями процесса, составом исходных пород и не зависит от интенсивности оруденения. В поствнеметаморфический этап в тектонических зонах образуются куммингтонит, антофиллит, поздние хлориты, серпентины, слюды и др.; они отличаются невыдержанностью парагенезисов и состава. Ассоциациям силикатов соответствует ассоциация сульфидов, окислов и других минералов, слагающих руды.

SOME CRITERIA TO CHARACTERIZE THE "AERINITE"

J.M. Amigó, (Valencia), J. Besteiro, M. Lago and
A. Pocoví (Zaragoza), Spain

"Aerinite" was first studied by V. Lasaulx (1876).

This paper is devoted to demonstrate the existence of the "Aerinite" as a supposed mineral phase.

Chemical data obtained by Electron Microprobe, X-Ray diffraction pattern, IR-spectra, DTA curves as well as density and optical properties of an "Aerinite", are given and discussed.

This supposed mineral phase is found to related to Triassic dolerites (ofitas), located in the South Pyrénées and Cantabrian Cordillera (Spain).

Paragenesis also included Scolecite and Prehnite. According to the field occurrence, hydrothermal genesis is suggested.

Ref.: Lasaulx, V. (1876). N. Jb. Miner., 175

CO₂ AND H₂O IN THE STRUCTURAL CHANNELS OF BERYL AND CORDIERITE

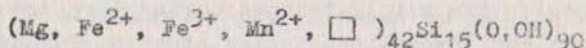
Th. Armbruster, Bern, Switzerland

Cordierite and beryl possess structural channels along the c-axis consisting of cavities connected by narrow passages of six-membered rings of tetrahedra. Alkalies partially plug the centers of the narrow rings, while gas molecules such as H₂O, CO₂, N₂, He, Ar etc. occupy the larger cavities. Those molecules are mainly trapped during the formation of the crystals and reveal information about p, T-conditions and the composition of the fluid phase during their formation.

Crystal structure analyses combined with accurate optical methods on single crystals first degased and subsequently treated in pure CO₂ or H₂O atmosphere (600°C, 6 kbar) give insight into the orientation of gas molecules and their interaction with the framework structure. Both CO₂ and H₂O show no significant effect on the silicate structure. Cooperative effects, however, lead to small but specific changes of the cell dimensions, depending on type and concentration of the gases. The molecules may be described as isolated, loosely bound, and anisotropically vibrating particles within the cavities of a rigid body. CO₂ is mainly oriented with its elongation perpendicular to the channel (c-axis) and there preferentially aligned with the a-axis in cordierite. This leads to an increase of the polarizability within the (001) plane. Causing a stronger increase of the refractive index ω in beryl and γ in cordierite (c=X, b=Y, a=z) compared to the other refractive indices after CO₂-treatment. The orientation of the H-H vector of the H₂O molecule depends on the presence of alkalies in the six-membered rings, thus polarizing the H₂O-molecule which in turn leads to a specific change of the refractive indices.

A FIBROUS SILICATE RELATED TO GAGEITE FROM BALANGERO (ITALY)
R. Compagnoni (Calabria), G. Ferraris, L. Fiora (Torino),
Italy

A brown and fibrous mineral associated with a long-fibre variety of slip chrysotile is not uncommon at the contact with the unproductive serpentinite in the asbestos deposit of Balangero (Piedmont, Italy). X-ray and chemical analyses showed that it is the Mg-dominant analogue of gageite with the following cell content (a 13.85, b 13.58, c 9.65Å elongation direction)



The ratio between the major cations is, in the order, 25:7.5:3.5:1.6 and O/OH \approx 8/5; Al, Ca, Cr and Ti in traces. Both gageite and the present mineral have an evident subcell with $c'=c/3$ which requires that the number of cations and of anions in the cell must be multiple of 3.

The strongest lines in the X-ray powder pattern are: 9.59(40)(110), 6.77(80)(020), 3.378(45)(410), 3.278(40)(140), 3.198(35)(003,330), 2.714(100)(050,510), 2.674(75)(150,223), 2.516(40)(250). Density is 2.98(3)gcm⁻³. The mineral is pleochroic from yellow brown to dark brown (parallel to elongation) with very low birrefringence and n_{av} 1.680(5). TGA shows a step between 580 and 750°C with 9.4% total loss at 1000°C. Shrinkage of the cell at 300°C and structural collapse at 650°C are followed by an olivine-like phase at 800°C. The last two events cause endo- and exothermic reaction at 620 and 700°C, respectively. The IR spectrum shows strong absorptions in the OH and SiO₄⁴⁻ stretching vibrations.

The mineral has been submitted to the Commission on New Minerals and Mineral Names of I.M.A. for approval as a new species with the name BALANGEROITE.

PHYSICAL AND CHEMICAL PROPERTIES OF ZEOLITES AND THEIR
INFLUENCE ON THE VOLCANIC TUFFS OF ROMANIA

R. Cosma, Bucuresti, Romania

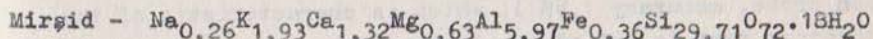
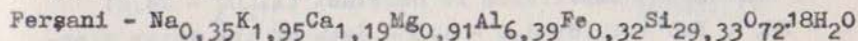
The classification of Miocene volcanic tuffs of Romania could be the following:

1. zeolitites (containing more than 50% zeolites) with clinoptilolite, analcime, mordenite, natrolite, phillipsite, laumontite, desmin (the Perşani Mts., the Transylvanian and Sighet depressions and the Tarcau Unit);
2. zeolitic tuffs (25-50% zeolites) (the Transylvanian Depression and the Perşani Mts.);
3. tuffs with zeolites (10-25% zeolitic minerals) (the Silvanian Depression, the Carpathian Foredeep);
4. tuffs devoid of zeolites (the Getic and Strei depressions).

Clinoptilolite - the typomorphic zeolite of the volcanic tuffs of Romania - appears as tabular crystals, being xenomorphous, prismatic or trismatic in outline. This zeolite is characterized by a refraction index of 1.43 - 1.49, angle $2V \approx 40^\circ - 50^\circ$ and a zonality of the birefringence colours.

The density of the clinoptilolite (determined on tuff samples containing 90-95% of this mineral) is of 2.185 - 2.226 g/cm³, while its porosity varies between 15.16-16.08%.

Chemical and exchangeable cations analyses made possible the calculation of the clinoptilolite formula, whose ratio is of 95-96% in the tuffs of.



Physical and chemical properties of zeolites influence the behaviour of tuffs, especially the cation exchange capacity and the frostefitness resistance, thus determining the possibilities of turning to account these rocks.

SHAMOSITE-LAYER 7Å-FERRUGINOUS ALUMOSILICATE

K.S. Ershova, E.N. Kuzemkina, L.S. Solntseva, T.V. Tkacheva,
L.S. Dubakina, E.G. Umnova, O.V. Tscherbakh, Moskow, USSR

1. The study of shamosite specimens by present-day physical methods has confirmed that this mineral belongs to layer silicates of structural type 1:1 with the 7Å recurrence period. Diagnostic evidences of shamosite have been ascertained for the first time; its position in the nomenclature of layer minerals has been determined.

2. All the main structural characteristics of shamosite are found to be constant (parameters of unit cell, position of all the absorption bands, positions of Fe^{2+} ions). At the same time each shamosite specimen is characterized by a different ordering in the ion arrangement along structural positions. Two types of shamosite have been recognized: 1 - ordered, 2 - disordered.

3. Unlike the present ideas, shamosite is found to have a ditrioctahedral structure, similar to the kaoline type and corresponding to the di-trioctahedral arrangement of Al^{3+} and Fe^{2+} ions in octahedral sites and a different character of the arrangement and to the type of internal and external hydrogen links. From the infrared spectroscopy data. Mossbauer method and X-ray diffractometry shamosite structure is considerably distinguished from that of the serpentinite type in synthesized and natural substances.

4. Shamosite composition is constant (Al_2O_3 - 24,2; SiO_2 - 23,5, FeO - 40,8; H_2O - 11% - data of the X-ray electron probe, accuracy 1,5%), which is characteristic of the structure that is out of the isomorphism.

5. Shamosite diagnosis, 7Å serpentinite-like minerals of the type of 1:1 and 7Å - 14Å chlorites is successfully solved by the infrared spectroscopy in the combination of the X-ray analysis, Mossbauer method and thermal analysis.

CHLORITE POLYTYPIISM: A REVISION AND A CONTRIBUTION

M.O. Figueiredo, Lisbon, Portugal

The structural characteristics of 2:1 phyllosilicates with an interlayer octahedral sheet were revised with the purpose of rationalizing their layered description and representation through condensed models⁽¹⁾ (M.O. Figueiredo, 1979, *Est. Ens. & Doc.*, 131, 290 p., JICU, Lisbon).

In the present communication the essential features of the condensed models for chlorite structures are summarized and reviewed, particularly in what concerns the characterization of the anionic array and the prediction of the spatial orientation of external hydroxyls. An "appropriate unit structure", bounded by the levels of octahedral cations in successive silicate layers, is defined and applied to the description of polytypism in chlorites, in connexion with other mica-type phyllosilicates. To denote these planar modules a symbolism is proposed, which is compared to previous notations (B.E. Brown & S.W. Bailey, 1962, *Am. Mineral.*, 47, 819/50; B.B. Zvyagin, 1963, *Sov. Phys. Cryst.*, 8, 23/7; H. Shiroza & S.W. Bailey, 1965, *Am. Mineral.*, 50, 868/85; B.B. Zvyagin & K.S. Mischenko, 1966, *Sov. Phys. Cryst.*, 10, 463/5).

(1) Original definition by J. Lima-de-Faria (*Zt. Kristallogr.*, 122, 346/58, 1965) for close-packed structures.

MINERAL ASSOCIATION OF THE ROCKS FROM THE BIOTITE ZONE
OF THE VRBNO GROUP, HRUBÝ JESENÍK MTS., CZECHOSLOVAKIA
M. Pišera, J. Cháb, J. Souček, Praha, USSR

Along the eastern margin of the Hrubý Jeseník Mts., the Devonian Vrbno group is metamorphosed within the range of the chlorite to garnet zones. The grade of metamorphism increases toward the NW. The Vrbno group consists of quartzites, phyllites, marbles, greenschists and metaquartzkeratophyres. The biotite zone occupies the middle part of the belt, where the Vrbno group crops out. At present, the first occurrences of biotite are known from the northern vicinity of the village Malá Morávka. Biotite occurs particularly in metaquartzkeratophyres relatively rich in K and Fe. In these metamorphosed felsic volcanic rocks it is associated with chlorite, stilpnomelane, albite, K-feldspar, epidote and quartz. In phyllites, biotite is extremely rare and occurs as fine flakes dispersed within some chlorite aggregates. The biotite is much often in greenschists. Some actinolites of the greenschists of the biotite zone have blue-green rims of common hornblende showing relatively late thermal peak during which the temperature rose over the lower boundary of the amphibolite facies.

The mineral assemblages of the rocks, geochemistry of minerals and metamorphic conditions are discussed.

SYNTHESIS OF NEW HIGH PRESSURE SILICATE GARNETS
AND THEIR CRYSTAL CHEMICAL CHARACTERISTICS

M.A. Fursevko, Novosibirsk, USSR

New Mn²⁺-bearing garnets Mn₃²⁺V₂³⁺Si₃O₁₂ and Mn₃²⁺Mn₂³⁺Si₃O₁₂ were synthesised in modified-anvil-type high pressure apparatus at 1000°C and at pressure near 50 kbar from their component oxide mixtures. Measured values of lattice parameters (a₀) and X-ray densities (d_x) are as follows: for Mn₃V₂Si₃O₁₂ - a₀ = 11,831(2)Å, d_x = 4,356 g/cm³, for Mn₃Mn₂Si₃O₁₂ - a₀ = 11,810(2)Å, d_x = 4,443 g/cm³. These garnets complete the family of known Mn-bearing silicate garnets and make it possible to follow the regularity of variation in physical properties of the garnets with different octahedral cations from Al³⁺ to V³⁺. In contrast to previous assumptions based on general garnet systematics (Novak and Gibbs, 1971) lattice parameters are shown to increase in following sequence: Al, Cr, Mn³⁺, Fe³⁺, V³⁺. The place of Mn₃²⁺(Mn²⁺Si)Si₃O₁₂ "tetragonal garnet" in this sequence is discussed. Results are compared with general systematics for silicate and germanate garnets.

CONTRIBUTION TO THE GEOCHEMISTRY OF THE TOURMALINIZATION
AND MUSCOVITIZATION PROCESSES

E. Galán (Zaragoza), G. Ruiz de Almodóvar (Granada), Spain

Tourmalinization and muscovitization phenomena occurred at the same time in the host-rock (schists) of quartz-wolframite veins in southwestern Spain. These metasomatic transformations of the wall-rock by the action of a pneumatolytic fluid involved addition of B and F, isochemical modification of Al, Ti, Ca, Na and K, and subtraction of Fe, Si and Mg, which later took part in hydrothermal metasomatic processes, such as chloritization, silification, hematization, etc.

Tourmaline is an alkali-defective Fe-dravite, Li-free and with a significant deficiency of boron, which crystallized at relatively high-temperature (≈ 600 C) and low-pressure in an Fe-rich environment.

REVIEW OF STABILITY OF FLUORINE AMPHIBOLES

M.C. Gilbert, Blacksburg, USA

Experimental studies of fluorine amphiboles in which equilibrium relations have been documented are rare. At one atmosphere only two end member reactions are determined:

One of these is Solid-State:

1) F-Tremolite = Ca-poor Pyroxene_{ss} + Ca-rich Pyroxene_{ss} + Tridymite + Fluorite at 1135°C (Gilbert and Troll, 1974; and in preparation).

The other shows incongruent melting:

2) F-Potassic Richterite = Amphibole + Forsterite + Liquid at 1130°C, with final amphibole breakdown at 1160°C (in preparation). The Mg-F bond appears to play the key role. In contrast, Fe-F bonds should not be so effective. Thermal stability of F-amphiboles is high but has been consistently overestimated from synthesis work, and many incorrect breakdown reactions implied.

The stabilities of three species have been determined at pressure: F-Tremolite (Gilbert and Troll, 1974), F-Potassic Richterite (Gilbert and Briggs, 1974) and F-OH Pargasite (Holloway and Ford, 1975). Fluorine extends the temperature and pressure range of stability compared to the OH-system. F-Potassic Richterite appears to exist to 1400°C at 30 kbar for the highest thermal stability of any known amphibole. F extends pargasite at least 10 kbar in pressure stability but tremolite only 3 kbar. As in the hydrous cases, breakdown at pressure produces micas.

While the abundance of F is low, in certain cases it may be present in sufficient quantities to modify phase relations. One of these environments is late stage liquids and fluids associated with A-type granitic magmas. An example of hydrothermal pegmatite from the Wichita Mountains, Oklahoma has abundant riebeckite-arfvedsonite with F up to 2 wt %.

SOME PROBLEMS OF STRUCTURAL CRYSTAL CHEMISTRY
OF TOURMALINE GROUP MINERALS

M.G. Gorskaya, O.V. Frank-Kamenetskaya,
V.A. Frank-Kamenetskii, Leningrad, USSR

At the present time the absence of systematic data on variations of tourmaline structure with composition lead to existence of some contradictions in classification of this group.

On the basis of original and literature data we tried to analyse the distortions of polyhedra of tourmaline structure with composition. Deformation of octahedra was defined by Ψ° , i.e. the angle between body diagonal and normal to the surface of octahedron ($\Psi^{\circ}_{ideal} = 54^{\circ}44'$). Deformation of Si-ring was defined by ditrignality (R. Barton, 1969) and corrugation $\Delta Z(\text{\AA})$. From analogy with layer silicates the corrugation

$$\Delta Z = (Z_{O_5} - \frac{Z_{O_4} + Z_{O_7}}{2}) \cdot c$$
, where Z_{O_4} , Z_{O_5} , Z_{O_7} are coordinates of corresponding oxygen atoms. The calculations carried out show that in all tourmaline structures "Y" octahedra are flattened along c axis ($\Psi > \Psi_{ideal}$). The value of Ψ increases vs. content of $R^{3+}(\text{Fe,Al})$ in this site. Ψ for "Z" octahedra are close to that of ideal value, but they are slightly stretched along c axis except buergerite. The insignificant flattening of "Z" octahedra in buergerite is probably due to the substitution here of Al by Fe^{3+} (up to 9%). Distortion of Si-ring is also depend on chemical composition. Minimum corrugation have buergerite and dravite and maximum have Al-elbaite and V-tourmaline structures. The reverse correlation between corrugation and ditrignality is observed.

CRYSTALLOCHEMISTRY OF AMPHIBOLES FROM THE POTASSIUM-ALKALINE
IGNEOUS ROCKS NEAR THE VILLAGE OF SVIDNYA, WESTERN STARA
PLANINA MOUNTAIN

L.A. Grozdanov, Sofia, Bulgaria

The most abundant magmatogene amphiboles from rocks of lamproitic type occurring as small hypabyssal stocks and veins are characterized by x-ray microprobe analysis. The four successive intrusive impulses are represented by: 1. shonkinites and yogoites rich in biotite and with variable amounts of pyroxene and amphibole; 2. biotite-amphibole syeniteporphyries; 3. aegirine-amphibole quartzsyenites; 4. aegirine-amphibole quartztinguaiteporphyries (grosruditeporphyries). In all of the amphiboles studied the Si content is high, from 7.55 to 7.94, that of Al is rather low, from 0.25 to 0.03, and part of the tetrahedral sites, from 0.31 to 0.02, is occupied by Fe. The amount of K+Na varies from 0.67 to 2.71, and that of Ca from 1.46 to 0.18. The rocks of the 1st and the 2nd impulses contain subalkalic actinolite and richterite respectively, the transition following the scheme $2(K,Na) \rightarrow Ca$, and partly $Fe \rightarrow Mg$. The amphiboles of the 3rd and 4th impulses form zonal crystals. Their composition changes smoothly from the inner towards the outer sections - the content of Na, $[Fe]^{VI}$ and Si increases and that of Ca, Mg and $[Al,Fe]^{IV}$ decreases. The compositional variations in the individual crystals from the 3rd impulse range from richterite to magnesio-arfvedsonite, and in those from the 4th impulse they are within the magnesio-arfvedsonite composition. The compositions of the amphiboles from the 2nd and 4th impulses fall within the range of compositional variations of the amphiboles from the 3rd impulse. The main schemes of isomorphous replacement are $Na \rightarrow Ca$, $Fe \rightarrow Mg$ and $Si \rightarrow [Al,Fe]^{IV}$ both during the process of differentiation of the residual rocks (2nd \rightarrow 3rd \rightarrow 4th impulse) and during the crystallization of the 3rd impulse. The regularities found show that the amphibole compositions under consideration form a natural isomorphous series. The closely related chemical compositions of the amphiboles from the residual rocks are indicative of their relationship as products of the

successive development of one and the same igneous process in spite of the absence of marked unidirectional changes in their composition and especially in the content of SiO_2 - 56-59% in the 2nd impulse, 57-64% in the 3rd impulse and 59-61% in the 4th impulse.

ANDALUSITE-KANONAITES: OPTICAL AND UNIT CELL DATA
 M. Gunter, F.D. Bloss, Virginia, USA

For 20 crystals of compositions between pure andalusite and 62 mole percent kanonaite ($MnAlSiO_5$), unit cell edges were determined by back-reflection Weissenberg methods and refractive indices for light vibrating parallel to axes \underline{a} , \underline{b} , and \underline{c} (symbols: \underline{n}_a , \underline{n}_b , \underline{n}_c) were determined to ± 0.0005 by spindle stage methods. Each of the 20 was next analyzed by electron microprobe to determine for it the values of \underline{x} and \underline{y} in the formula $Al_{1-x-y}Mn_x^{3+}Fe_y^{3+}AlSiO_5$. The effect of Mn^{3+} and Fe^{3+} on refractive indices for 589.3 nm is sufficiently similar that multiple linear regressions could be performed on the data, using $[\underline{x} + \underline{y}]$ as the single independent variable, to obtain the models:

$$\begin{aligned} n_a &= 1.6451(4) + 0.094(2) [\underline{x} + \underline{y}] \quad r^2 = 0.988 \\ n_b &= 1.6411(12) + 0.151(6) [\underline{x} + \underline{y}] \quad r^2 = 0.968 \\ n_c &= 1.6346(19) + 0.274(11) [\underline{x} + \underline{y}] \quad r^2 = 0.973 \end{aligned}$$

The parenthesized numbers behind each parameter represent its standard error of estimate in units of its last digit. The equations for \underline{n}_a and \underline{n}_c intersect when $(\underline{x} + \underline{y})$ equals 0.06(3), a composition for which andalusite is nearly isotropic for sodium light ($\underline{n}_a = \underline{n}_c = 1.6507$; $n_b = 1.6502$). Regressions performed on refractive index data for wavelengths 486.1 nm and for 656.3 nm indicate that for these wavelengths $(\gamma - \alpha)$ little exceeds 0.0012 when $(\underline{x} + \underline{y})$ equals 0.06(3). Such nearly isotropic andalusites are either rare to absent in nature, or they have escaped recognition in thin sections. The change in orientation from $\underline{a}=\underline{Z}$, $\underline{b}=\underline{Y}$, and $\underline{c}=\underline{X}$ (andalusites) to $\underline{a}=\underline{X}$, $\underline{b}=\underline{Y}$, and $\underline{c}=\underline{Z}$ (viridines and kanonaites) logically follows from the intersection of the \underline{n}_a and \underline{n}_c curves. This explains why andalusite is length-fast relative to the $\{110\}$ cleavage whereas viridines and kanonaites are length-slow.

ZIRCONS FROM BASALTIC PROVINCES, EASTERN AUSTRALIA

J.D. Hollis, F.L. Sutherland (Sydney) and

A.J. Gleadow (Melbourne), Australia

Zircons in alkaline volcanic rocks and associated alluvial deposits in Eastern Australia range up to 2 cm across. They occur with ilmenite, magnetite, \pm pleonaste, \pm corundum \pm very rare diamond. The zircons are characteristically orange-red. Crystals mostly show the maximum pyramid and prism development equated with high temperature ($\leq 850^{\circ}\text{C}$) dry alkaline magmas of mantle origin (Pupin, 1980). Some assemblages show a wide range of crystal forms suggesting progressive crystallisation over a large temperature range. Minimal abrasion of alluvial zircons indicates close sources, although magmatic solution has rounded many crystals. Fission track dating confirms an origin from nearby volcanics and intrusives.

Around Daylesford and Trentham, north-central Victoria, the zircons are high temperature types derived from Mesozoic to Quaternary alkali basalts, trachytes and lamprophyres. Sampling of hosts show zircons are twenty times more common in olivine basalt than in trachyte. The Zircons all show similar morphology and differ from zircons derived from older granitic rocks in Victoria. The evidence suggests a xenocrystal origin from a hidden pre-Mesozoic plutonic complex of high temperature alkaline granitoids intruded into the lower crust.

Around Inverell and Glen Innes, northeastern New South Wales, the zircons show three distinct colour (red, mauve, yellow) and crystal groups, each having a wide range of crystal forms. They are found as xenocrysts in olivine basalt. They appear to indicate crustal origins from a series of alkaline granitoid pegmatites, sampled by later Tertiary volcanism.

The zircon-corundum-pleonaste association probably indicates a diverse lower crustal source region consisting of A-type granitoids (zircons) and silica-poor rocks with corundum and pleonaste. These zircons are probably not useful as 'kimberlitic' indicators in E. Australia.

Pupin, J.P., Contrib. Mineral. Petrol., 73, 207-220.

TRANSFORMATION OF CERTAIN SILICATES IN GRANITE
PEGMATITES IN THE STRZEGOM MASSIF, POLAND

J. Janeczek, M. Sachanbiński, Wrocław, Polska

The instability of numerous minerals in magmatic micro-litic pegmatites of Strzegom region /SW Poland/ was caused by the changes in physical/chemical conditions of hydrothermal solutions. Apart from the common albitization of K-feldspars, the iron-rich sheet silicates transformation is the most characteristic. It is shown by the following transformation row: biotite /lepidomelane/ - Fe-chlorite - ferrostilpnomelane-Fe-celadonite. Moreover the row mentioned above has the side branches which lead from the Fe-chlorite to another Fe-chlorite /so called strigovite/, as well as from ferrostilpnomelane to ferristilpnomelane.

The transformation of the Fe-chlorite into stilpnomelane took place in the temperature of approx. 245 - 180°C, after the cleavandite crystallization process. Most likely it carried out in the environment poor in Al as well as of high activity of potassium ions. The transformation consists in chlorite Al-bearing interlayer sheet degradation. Ferrostilpnomelane structural transformation in the Fe-celadonite /without mass-transfer/ occurred at the very beginning of zeolites crystallization period. The alteration of the Fe-chlorite into strigovite did not lead to the considerable structure changes as well as chemical composition. The differences concern the crystal size and the trace elements content. It should be taken into account that a part of strigovite specimens might crystallized as a primary phase. The chemical composition of hydrothermal solutions in particular microles influenced decisively the transformation direct. Apart from that the transformation of other minerals are observed, e.g. microcline into laumontite and muscovite.

SYNTHESIS AND STRUCTURE OF A NEW SODIC COPPER
SILICATE $\text{Na}_2\text{CuSi}_3\text{O}_8$

A. Kalt, Mulhouse, France

A natural though very rare sodipotassic copper silicate litidionite $\text{NaKCuSi}_4\text{O}_{10}$ was synthesized hydrothermally at 300°C for 3 days under saturated vapour pressure.

The best yield was observed starting from alkali silicate solutions with ratios $\text{H}_2\text{O}/\text{SiO}_2 = 150$; $\text{Na}_2\text{O}/\text{SiO}_2 = \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2 = 0.4$. The sealed copper tubes used as vessels acted as the source of copper, provided they were previously activated by treatment with HNO_3 1/1 followed by heating in an oven at 300°C for 15 minutes.

The purely sodic analogue $\text{Na}_2\text{CuSi}_4\text{O}_{10}$, isotypic with litidionite was obtained under same conditions, but with sodium cations only (i.e. $\text{Na}_2\text{O}/\text{SiO}_2 = 0.8$).

The total amount in alkali cations remaining constant, synthesis were undertaken with atomic ratio $\text{K}/(\text{K} + \text{Na})$ varying from 0 to 1. We never managed to obtain a litidionite enriched (with $\text{K}/(\text{K} + \text{Na}) > 0.5$) or depleted (with $\text{K}/(\text{K} + \text{Na}) < 0.5$) in potassium.

But in the range $0.10 \leq \text{K}/(\text{K} + \text{Na}) \leq 0.33$ a new phase appeared: bunches of deep blue millimetric ascicular crystals. Chemical analysis revealed its composition to be $\text{Na}_2\text{CuSi}_3\text{O}_8$. As far we know this synthetic silicate has no natural analogue and its structure is original. It belongs to space group $\text{P}2_1/\text{a}$ and is constituted of folded silicate sheets where the association of pyroxenic-like chains forms alternating 6 and 10 membered Si-O rings.

Copper and sodium ions are located between these sheets and hold them together. The coordination polyhedra of the copper ion is a slightly distorted square while both sodium ions are in 5-fold coordination.

SLAWSONITE FROM SARISAKA, KAGAMI, KOCHI PREFECTURE, JAPAN
A. Kato, S. Matsubara, Tokyo, Japan

Slawsonite, $\text{SrAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, occurs in veinlets cutting a clinopyroxene-grossular-chlorite rock body of more than 200 m across enclosed in a serpentinite at the locality.

Microprobe analysis gave SiO_2 36.63, Al_2O_3 31.30, SrO 29.99, BaO 1.53, K_2O 0.06, total 99.51%, corresponding to $(\text{Sr}_{0.95}\text{Ba}_{0.03})\Sigma 0.98\text{Al}_{2.01}\text{Si}_{2.00}\text{O}_8$ on the basis of $\text{O}=8$.

It is monoclinic, $P2_1/a$, $a=8.910$, $b=9.389$, $c=8.347\text{\AA}$, $\beta 90.24^\circ$, $Z=4$. The X-ray powder pattern is essentially identical with that of synthetic phase (JCPDS 16-140).

It is white to colourless, luster vitreous. H. (Mohs) 6-6 $\frac{1}{2}$. Density (g/cm^3) 2.97 (calc. using the empirical formula), 3.0 (meas.). Cleavage {110}, distinct. Optically it is biaxial negative, $2V=55^\circ$, $r > v$ discernible. Refractive indices:

$\alpha=1.570(2)$, $\beta=1.582(2)$, $\gamma=1.586(2)$; $b=z$, $c^* \gamma < 5^\circ$, colourless in thin section. Moderately fluorescent under short wave ultraviolet light giving off a pinkish colour.

The mineral is found in veinlets less than 3 cm wide and the tabular crystals up to 7 cm long form subparallel aggregates developed parallel to the walls. The associated minerals in the veinlets are celsian, cymrite, xonotlite, grossular, hydrogrossular, vesuvianite, prehnite, tobermorite, copper and two undetermined minerals. The crystals generally contain minute inclusions of celsian.

The wallrock of veinlets is devoid of the texture of igneous rock and the genesis is uncertain. The similar slawsonite occurrence has been also found in a greenstone exposed about 10 km WSW of the locality.

CONVERGENCE OF AGPAITIC MINERALIZATION IN
FOYAITTE DERIVATES AND SODA LAKE SEDIMENTS

A.P. Khomyakov, E.I. Semenov, Moscow, USSR

Investigation of agpaitic nepheline syenite derivatives in deep zones of Lovozero and Khibina massives led to discovery a lot of minerals typical for quite different in their origin young or contemporary soda lake sediments like the Green River (U.S.A.), Magadi (Kenya) etc. Among them a large group of high-alkaline water-soluble and non-resistant carbonates, halides and complex salts (thermonatrite, trona, shortite, pirssonite, gaylussite, tychite and ferrotychite, bradleyite and sidorenkite, eitelite etc.). Both types of formations contain magnesio-arfvedsonite, acmite, analcime, albite, potassium feldspar and such rare minerals as ewaldite, mackelveyite-donnayite, burbankite, makatite, cataplelite, elpidite, vinogradovite, labuntsovite, leucospheinite, leucophanite, neighborite. In both types high-alkaline minerals have pronounced sodium specificity characteristic for agpaitic rocks whereas potassium is spent itself for feldspars. Distinctive features are: for the first type - a great variety of raremetal and phosphatic minerals, and presence of aluminosilicates which have high Al/Si ratio (ussingite, natrolite); for the second type - widespread development of highsiliceous zeolites, a great variety of boron minerals, absence of manganese minerals. Minerals of the types (rich of alkalies and volatile components and usually water-soluble) occur as microinclusions in rock-forming minerals of many alkaline complexes, in carbonatites for example.

TOURMALINE-BEARING PARAGENESES AS INDICATORS OF
FORMATIONAL TYPE OF HYDROTHERMAL DEPOSITS

V.I. Kuzmin, Moscow, USSR

Tourmaline-bearing parageneses are widely spread in ore deposits. Tourmaline is especially typical of hydrothermal deposits. Tourmalinic types of tin-bearing are deposits of cassiterite-silicate formation which are well known (Primorye, USSR; Bolivia). Gold-bearing deposits of tourmaline-quartz type are of great importance (Zabaykalye, Kazakhstan). Porphyry copper deposits with quartz-tourmalinic metasomatites are the largest ore deposits. Tourmaline-bearing parageneses of various deposits alongside with some similarities have got some peculiarities of chemical composition and structure of tourmaline, the accessories, etc. The formational type of hydrothermal deposits can be determined and their economic value can be estimated by the peculiarities of tourmaline-bearing parageneses.

Usually the tourmaline-bearing deposits are present within the mobile belts with thick continental crust and are absent or scarce within the oceanic substratum. It is suggested that the mobilization of a significant part of boron from crust is taking place while overheated chloride-alkaline ore fluid is passing through the sial. It is confirmed by boron's geochemistry and the results of its extraction from rocks. This permits to determine the geotectonic setting of the ore deposits with tourmaline-bearing parageneses.

SYSTEMATICS OF LATTICE PARAMETER VARIATIONS
IN OLIVINE-TYPE COMPOUNDS

G.R. Lumpkin (Berkeley), P.H. Ribbe (Blacksburg), USA

A general formula for olivine-type compounds is $[M1][M2]TO_4$ where M1 and M2 represent the octahedrally coordinated cations and T represents the cation tetrahedrally coordinated by oxygen. In our samples $T = Be^{2+}, B^{3+}, Si^{4+}, P^{5+}, Ge^{4+}$ and $(Si_xGe_{1-x})^{4+}$, and M1 and M2 are variously Li, Na, Mg, Al, Ca, Sc, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Zn, Ga, Y, Cd, Sm, Gd, Lu. Inasmuch as the unit cell dimensions of these compounds are expected to be dependent on the relative effective ionic radii of the M and T cations as well as possible cation-cation interactions related to formal valences, these few parameters should sufficiently and precisely account for observed variations. We have quantified and analyzed the relationships among lattice parameters [a, b, c and volume], radii [r(M1), r(M2) and r(T)], and charge [q(M1) and q(M2); q(T) = 8.0 - q(M1) - q(M2)] using multiple linear regression techniques for 52 natural and synthetic specimens with precisely determined structures. Linear equations account for 97 to 99% of the variation of the lattice parameters, and these equations may be used to predict whether a given structure should have an ordered, antioderred or disordered arrangement of cations in the M1 and M2 sites. More precise and therefore more utilitarian regression equations have been generated separately for silicate, phosphate, and beryl-lonate olivine-type compounds.

MINERAL CHEMISTRY OF HORNBLENDES FROM THE
CHARNOCKITES OF KARNATAKA, INDIA

B. Mahabaleswar, I.R. Vasant Kumar, Bangalore, India

Calciferous amphiboles found in the charnockites of Karnataka have been analysed for major element composition. Majority of hornblende analyses represent a narrow range of $Fe^{tot}/(Fe^{tot}+Mg)$ values. The hornblende show all the chemical characteristics of well known high alumina, high titanium and high alkali hornblendes from other granulite facies area. They can be termed ferroan pargasitic hornblendes according to the nomenclature of Leake (1978).

The variation of Si-Al in the hornblendes is attributed to influence of pressure, whereas the Ti variation is due to a combination of independent parameters namely, temperature of metamorphic crystallisation and oxygen fugacity. The Al(IV) and Al(VI) relationship in the hornblendes has been considered as a function of Ti substitutions.

THE CRYSTAL CHEMISTRY OF PIEMONTE FROM THE TYPE
LOCALITY (ST. MARCEL, VAL D'AOSTA, ITALY)

A. Mottana (Rome, Italy), W.L. Griffin (Oslo, Norway)

Piemontite occurs at the Praborna manganese mine, St. Marcel valley, in grains and crystals up to 5 cm in length and 0.8 cm in cross section. It shows various shades of colour from red to purple and strong pleochroism from orange-yellow (X) to purple (Y) to bluish red (Z). Colours are related to composition. Microprobe analyses of specimens in different assemblages and veins show very wide variations in the M^{3+} contents: Mn_2O_3 varies from 2.85 to 21.0%wt., Fe_2O_3 from 0.73 to 13.4, and Al_2O_3 from 16.1 to 23.9. Substitutions are present also in the A sites: CaO decreases from 23.4 to 12.8%wt. as SrO increases up to 12.0%wt. Piemontites with large SrO contents are distinctively dark red and almost non-pleochroic.

All piemontites belong to the $P2_1/m$ monoclinic space group. Their b , c , and V unit-cell data increase with increasing substitution of $Mn^{3+}+Fe^{3+}$ for Al^{3+} , whereas a varies randomly and β is more or less constant. The refractive indices also increase irregularly.

The crystals are usually unzoned, but piemontite rims can be found around a sharply-bounded core of colourless epidote. Pistacite is present in the quartzites near the orebody. The complex crystal chemistry of piemontite suggests a sequence of generations formed during the multistage alpine metamorphism and accompanying hydrothermal activity.

GEOCHEMISTRY OF MICAS FROM GRANITIC ROCKS OF
GEREZ MOUNTAIN, NORTHERN PORTUGAL

A.M.R. Neiva, Oporto, Portugal

Biotite and muscovite from a number of different types of granites, aplite and pegmatite and chlorites from red syenites and red granites have been analysed for major oxides and a wide range of trace elements. The distribution of their major and trace elements is related to the rock composition and petrogenesis.

The chemistry and genesis of chlorite from granites, aplites and pegmatites are compared with those of chlorite from red syenites and granites.

The thermodynamic conditions (f_{O_2} , f_{H_2O} , f_{HF} , P_{H_2O} , f_{H_2O}/f_{HF}) of crystallization of the biotite and muscovite were calculated.

PEGMATITIC ASSEMBLAGES IN THE METAMORPHIC CORE OF SIERRA ALBARRANA (CÓRDOBA, SPAIN)

M. Ortega Huertas, A. Garrote, J. Rodriguez, J. Romero, P. Fenoll, Spain

In Sierra Albarrana zone (SW of the Iberian Massif) there are, in open cuts working, lots of pegmatitic deposits, whose distribution is controlled by metamorphic zonation. All pegmatites are located within the metamorphic zone of Sil-Ksp, Sil-And and And-Stt in relation with gneiss, amphibolite and schist rocks.

The mineral assemblages of the different deposits consist of: quartz, K-feldspar, albite, muscovite, tourmaline, garnet, biotite, chlorite, beryl, apatite, chalcopyrite, magnetite, ilmenite, rutile, pyrite, andalusite, sillimanite, epidote, talc, serpentine, uraninite, autunite, torbernite, brannerite, etc.

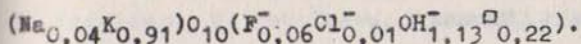
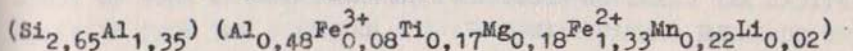
In this research paper we explain the mineralogic and petrographic results of feldspars, garnets, chlorites, muscovites and biotites, obtained by microscopy, X-ray diffraction, chemical analysis and infrared spectra.

The K-feldspar has a perthitic texture with 10% as its maximum value, of Na-component, Its triclinicity value is 0,76-0,78. From chemical data is relevant K_2O (10%), Al_2O_3 (18-22%) and Fe (< 0,10%).

The garnets are mostly found at the boundaries of some pegmatites, Its medium composition is Alm(66) Spe(27) Pyr(7). Chlorite nodules with garnets (Alm 71, Spe 26, Pyr 3) often appear in inner pegmatitic zones, where K-feldspar is very abundant. The chlorite (chamosite, according to AIPEA, 1981) is associated with muscovite, K-feldspar, plagioclase, quartz, talc, serpentine and pyrite).

The muscovite (15% of some pegmatitic bodies) corresponds to 2M polytype. Its Na_2O content is 0,22% and it has a crystal size between 1000-1700 Å. infrared spectradata corroborate: first, a slight Fe content, and second a low octahedral layer substitution.

The mineralogical biotite formula is:



Its infrared bands correspond to TiFe^{2+v} , AlFe^{2+v} , $2\text{MgAl-MgFe}^{2+}\text{Al}$ and MgMgFe^{2+} .

The above mentioned data allow us to establish some of the genetic conditions on these deposits as well as their relation with the metamorphic environment.

OPTICAL AND CHEMICAL STUDY OF PARGASITE FROM
THE SOUTHERN CARPATHIANS

L. Pavelescu, Bucuresti, Romania

Sometimes, large crystals of pargasite are to be found in relation with eclogites, peridotites, pyroxenic gneisses and hornfels. The studied crystals of pargasite have:

$$\alpha = 1,623 - 1,649; \quad \gamma = 1,644 - 1,671;$$

$$\vartheta = 0,021 - 0,022; \quad 2V_d = 90 - 114^\circ.$$

The Ratio 100 Mg: (Mg+Fe⁺²+Fe⁺³+Mn) is varying between 72,72 - 94,11.

From the point of view of the ratios: [Al]⁴: [Na+K] and [Al]⁴: [Al]⁶ + Fe³⁺ + Ti, the studied crystals are contained in the field limited by pargasite and edenite, respectively pargasite and hornblende.

CONTRIBUTIONS TO THE OPTICAL AND CHEMICAL
STUDY OF SOME CHROMIFEROUS OR NICKELIFEROUS
MINERALS FROM THE SOUTHERN CARPATHIANS

L. Pavelescu, M. Pavelescu, București, Romania

In the peridotitic rocks from Parîng Mountains, South-East Banat, as some eclogite from Sebeș Mountains and dolomitic limestones from Lotru Mountains have occurred - among other characteristic mineralogic components - chlorites (chromiferous clinocllore) and muscovites with chrome (fuchsite) with 0,49 - 3,22% Cr_2O_3 , respectively 0,82 - 3,29% Cr_2O_3 or antigorites with nickel (schuchardtite) with 0,09 - 0,51% NiO.

In the chromiferous clinochlor, $\alpha = 1,573 - 1,578$;
 $\gamma = 1,576 - 1,584$; $\nu = 0,003 - 0,006$; (+) $2V = 23 - 38^\circ$.
The studied crystals are contained in the group of phyllosilicates where Al is partially substituted by Cr.

From the point of view of the optical and chemical properties the crystals of chromiferous muscovite are corresponding to fuchsite.

Both from the point of view of the optical properties and the ratio NiO:MgO, the nickeliferous antigorite is contained in schuchardtite.

PYROPHYLLITE IN THE ANCHIMETAMORPHIC SCHISTS FROM
THE PARING MOUNTAINS (SOUTH CARPATHIANS, ROMANIA)
Gh. C. Popescu, E. Constantinescu, Bucharest, Romania

The pyrophyllite under discussion represents a new occurrence in the South Carpathians, the pyrophyllite-bearing schists constituting a complex with a regional extension within the Schela Formation (Mutihac, Popescu, 1981).

It has two characteristic ways of occurrence: (a) a quasi-parallel disposition in the anchimetamorphic schists and (b) as nests, lenses and veinlets in the Alpine veins. Its colour varies from greenish-white in the pyrophyllite schists to blackish-grey in the schists with pyrophyllite and antracite.

The chemical composition includes: SiO_2 - 56.19; Al_2O_3 - 32.27; Fe_2O_3 - 0.40; CaO - 0.56; MgO - 0.40; K_2O - 2.20; Na_2O - 2.40; TiO_2 - 0.10; $\text{H}_2\text{O}(\text{total})$ - 5.39.

The analyses by means of X-ray diffraction, I.R. spectroscopy, electronic microscopy, and thermodifferentials made possible to estimate the high degree of crystallinity and to emphasize certain deviations from the ideal structure.

Pyrophyllite occurs in association with quartz, kaolinite, chlorite, and paragonite/muscovite in the Alpine feins, and in association with chloritoid, paragonite/muscovite, quartz, chlorite, antracite, and kaolinite traces in the pyrophyllite schists.

The pointing out of kaolinite relics in the pyrophyllite schists constitutes an argument in favour of the pyrophyllite formation as a result of the kaolinite + quartz reaction during the anchimetamorphic process. The common presence of kaolinite in the Alpine feins with pyrophyllite points to the reversible character of this reaction.

STRUCTURAL IMAGING OF RHODIZITE

A. Pring, D.A. Jefferson, Cambridge, England

Rhodizite is one of the few minerals which contains significant amounts of caesium. The need for safe disposal of radioactive caesium, produced as a by-product in nuclear fission, has increased interest in the crystal chemistry of caesium. The currently accepted formula for rhodizite, based on analytical and structural data, is $AB_4Al_4B_{11}O_{26}(OH)_2$, where A represents the alkali elements (Na, K, Rb and Cs) and the mineral crystallizes in the space group $P4_3m$ with $a = 7.31\text{\AA}$. Available chemical and structural data leaves aspects of the crystal chemistry somewhat unclear. A structural refinement was undertaken using the formula $AA_4Be_4B_{12}O_{28}$ - a formula requiring neutral caesium, but was curtailed at $R = 9.1\%$, when the lack of accurate chemical analysis made further refinement fruitless. The chemical formula was revised to the currently accepted formula $ABe_4Al_4B_{11}O_{26}(OH)_2$, on the basis of E.S.R. measurements.

The variety of alkali ions present in the structure leads to the possibility of cationic ordering. Consequently we have examined samples of rhodizite from Madagascar under the high resolution electron microscope in an attempt to detect any such ordering. The high resolution images (3\AA) and associated diffraction patterns of the three principal zones $[100]$, $[110]$ and $[111]$ show no evidence for superlattice formation; indicating a homogeneous cell repeat across large areas of the crystal. Extensive computer calculated image matching has been undertaken; the best matches were obtained for a disordered distribution of alkali-cations.

Preliminary N.M.R. data has confirmed the unipositive valence state of the alkali and provides new crystal chemical data.

EXAMINATION OF BIOTITES FROM GRANITIC ROCKS OF THE MASSIF
GORBJANE (EAST SERBIA) - BY ELECTRON MICROPROBE

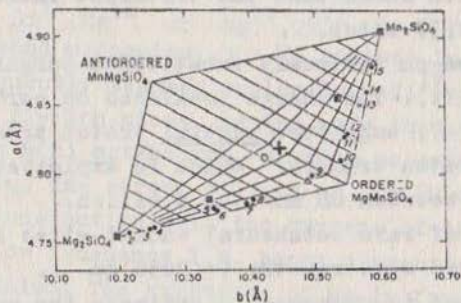
G. Radukić, Belgrade, Yugoslavija

The biotite composition from 14 samples of rocks from border and central parts of the granitoid Massif Gornjane - East Serbia, by electron microprobe was examined. The results obtained on basis of sixty analyses of biotites have been discussed. Average chemical composition of biotites varies according to the type of rock (quartz-monzonites, granodiorites, syenogranite) paragenesis and alteration. Hydrothermal alteration affected the transformation of biotites in consequence of removal of mobile ions Fe, K, Si and Ti from the mica structure and a concentration of Al and Mg. In first phase of transformation, the titania exsolves as rutile needles - sagenite. Alteration of biotites starts along 001 cleavage planes and fractures and gradually extends into flake. In polished thin section the biotite consists of fresh brown and alternating light brown and reddish brown bands. They vary in content of Fe and Ti. In process of chloritization, epidot and lens zoi-site was formed. High degree of alteration to chlorite, suffered the biotite from syenogranites, leaving some remnants of the host mica.

PREDICTION OF CATION ORDERING IN OLIVINE-TYPE COMPOUNDS

P.H. Ribbe (Blacksburg), G.R. Lumpkin (Berkeley) USA

For olivine-type compounds $[M1][M2]TO_4$, cell volumes can be predicted precisely by the linear equation $V = 142.7r(M1) + 197.7r(M2) + 147.9r(T) + 4.703$ (see previous abstract). This equation may be used to determine whether a compound has an ordered, antiodered or disordered distribution of cations in the M1 and M2 sites. All tested examples confirm the technique. To determine actual cation distribution between M1 and M2 (at least in compounds with only two species of M cations with somewhat different radii), a contoured plot of the a and b cell edges is useful. The figure illustrates the technique: + specimen has composition $Mg_{1.65}Mn_{1.35}SiO_4$, M1 contains $Mg_{.65}Mn_{.35}$, M2 $Mg_{.35}Mn_{.65}$.



■ | SYNTHETIC Δ | NATURAL
 ○ | • |

A REVISION OF THE CRYSTAL-CHEMISTRY OF HORNBLENDES AND
ALKALINE AMPHIBOLES, BASED ON INFRARED DATA

J.-L. Robert, M. Robert, Y. Morette,
J.-L. Thauvin, Orléans, France

A strong discrepancy is observed between the infrared spectra of synthetic as well as natural hornblendes and the distribution of cations in the octahedra commonly accepted.

In the published structures of natural hornblendes, the small and highly charged cations are ordered in the M(2), OH-free octahedron, and the divalent cations Mg^{2+} and Fe^{2+} , in the M(1) and M(3) octahedra. Then, the OH groups, owing to these last two octahedra are bonded only to these divalent cations. The infrared spectra show the characteristic OH bands, due to OH groups bonded to $3M^{2+}$ cations ($\approx 3720\text{ cm}^{-1}$), but, an other very intense band is systematically present, at lower frequency, due to $2M^{2+}$, $1M^{3+}$ environment of the OH dipole ($\approx 3680\text{ cm}^{-1}$).

This observation shows that the trivalent cations are mainly in the M(1) and M(3) sites.

It is confirmed on variously substituted pargasites (Al replaced by Cr, Ga, Ti). The charge imbalance on certain oxygens (mainly on oxygen O(4)) suggests a partial proton transfer inside the structure; proton transfer which is explainable by the very short distance between OH and the A cation.

The existence of rare octahedral vacant sites is also demonstrated by infrared spectrometry ($\approx 3650\text{ cm}^{-1}$).

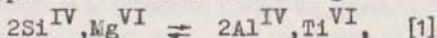
Finally a method is proposed to estimate the amount of vacant A sites in the alkaline amphiboles, using infrared spectrometry.

A lot of correlations are observed between the OH frequencies and the Al content of amphiboles in general, which is similar to that described in micas by ourselves in 1973, and whose interpretation is given in term of intensity of hydrogen bonding (charge distribution and local distortion).

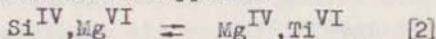
CRYSTAL-CHEMISTRY OF TI-RICH MICAS: PRESENCE OF Mg^{IV}
AND PETROLOGICAL CONSEQUENCES

J.-L. Robert, Orléans, France and
G. Chapuis, Lausanne, Switzerland

Combining hydrothermal synthesis, X-ray crystallography, infrared, Mössbauer and U.V. - visible spectrometries, it is shown that the fixation of tetravalent titanium in micas of phlogopite type is realized according to the mechanism



for $\text{Ti} < 0.7$ atom per formula unit. This limit, obtained in the experiments and observed in nature can be predicted by the analysis of the structural deformations provoked by these replacements. The main distortion is due to the rotation of the tetrahedra, limited only by the contact between the alkaline cation (K) and the surrounding oxygens: $d_{\text{K-O}} \text{ minimum} = r_{\text{K}} + r_{\text{O}} = 2.76 \text{ \AA}$. This value, is reached when Ti is 0.7 at./f.u. Out of this value, a second mechanism appears:



with this second mechanism, the Mg content is unchanged, explaining the frequently assumed replacement $\text{Si}^{\text{IV}} \rightleftharpoons \text{Ti}^{\text{IV}}$.

In the Ti-rich micas, having more than 0.7 Ti/f.u., Ti^{4+} is ordered in M(2) octahedron, whereas no order is visible in the tetrahedra. The strong tilting of the OH dipole bonded to Ti, and its interaction with the oxygens of the tetrahedra gives rise to low frequency I.R. bands characteristic of the presence of titanium. The existence of Mg in fourfold coordination is also detectable on I.R. spectra.

These facts are systematically observed in high-Ti phlogopites of various origins: caldeiras of Pacifique islands; ultrapotassic lavas, and in inclusions in kimberlites, certifying the high pressure genesis of this peculiar mica.

LAMELLAE IN PYROXENES FROM THREE ULTRABASIC ROCKS FROM
THE CZECH MASSIF AND THEIR PETROGENETIC SIGNIFICANCE
I. Šanc* (Kutná Hora), L. Rieder (Praha), ČSSR

Olivine pyroxenite from Tři Studně crystallized at 1290(100)°C and 23(14) kbar. Lamellae of orthopyroxene and spinel in primary clinopyroxene as well as clinopyroxene and spinel lamellae in primary orthopyroxene developed during regional metamorphism at 860(40)°C and 2(3) kbar. All breakdown phases are aligned crystallographically, with $[100]_{\text{OPX}}^* \parallel [111]_{\text{SP}}^* \parallel [100]_{\text{CPX}}^*$ and $[010]_{\text{OPX}}^* \parallel [010]_{\text{CPX}}^*$; $[100]_{\text{SP}}^*$ lies in the a^*c^* plane. Orthopyroxene lamellae contain two phases, enstatite and a bronzite-hypersthene, indicating a miscibility gap in the orthopyroxenes.

One of the events in the complex history of pyroxenite inclusions in leptynites from Bory was the formation of lamellae of garnet and orthopyroxene in clinopyroxene phenocrysts at 970(30)°C and 39(6) kbar. It was followed by the crystallization of groundmass clinopyroxene that corroded clinopyroxene phenocrysts along the lamellae, all of which are parallel to $(100)_{\text{CPX}}$. The orientation of orthopyroxene in lamellae to clinopyroxene host is like that at Tři Studně. Besides, $[111]_{\text{GAR}}^*$ is parallel to $[001]_{\text{OPX}}^*$, and $[100]_{\text{GAR}}^*$ lies in the a^*c^* plane.

The autometamorphism of peridotite at Deštná included a selective replacement of enstatite (?) lamellae in clinopyroxene by a chlorite, which has a 1.456 nm repeat along a and whose $[001]^*$ is parallel to $[100]_{\text{CPX}}^*$. This chlorite, which was also found at Tři Studně, is remarkably cation-deficient and may be a metastable precursor of serpentine. It formed by an in situ hydration of enstatite in a stress-free environment.

STRUCTURAL FEATURES AND GENESIS OF CLAY MINERALS FROM THE
MESOZOIC SEDIMENTS IN NORTH BULGARIA

D. Stefanov, Sofia, Bulgaria

The clay component of the Mesozoic sediments has been subject of long and systematic mineralogical studies. 1100 samples of rich in clay minerals rocks from the sedimentary complexes in the Fore-Balkan and the Moesian platform have been analyzed.

Mineralogical studies (mainly X-ray) revealed the mineralogical composition of the clay component and some structural features of the clay minerals. Illite, mica, chlorite and kaolinite are present. Some structural features are defined more accurately, for instance the number of swelling layers in the structure of clay minerals, polytypy of illites, degree of order-disorder of kaolinites.

The areal and vertical distribution of clay minerals is analyzed. A zoning in the distribution of illites and chlorites is not established. They are of nearly uniform distribution both in the vertical stratigraphic section and over the territory studied. Kaolinite is found mainly in the Lower and Middle Jurassic sediments from the Bardarski Geran and Dolen Lukovit area. It occurs also in the rocks of the Etropole Formation from different parts of the territory studied.

The genesis of clay minerals is clarified on the basis of their mineralogic features. Part of the clay minerals are believed to be alotigenic but most of them are considered as transformation products of the epigenesis.

Based on mineralogic data an evaluation of the influence of clay minerals on container and screening properties of the Mesozoic sediments from North Bulgaria is made.

CLAY MINERALS AND ENVIRONMENTS IN BULGARIA

D. Stefanov, I. Nachev, Sofia, Bulgaria

X-ray and crystallochemical studies of 80 samples of clays and shales (Quaternary-Cambrian) in Bulgaria, aimed at indicating paleogeodynamic environments, lead to the following conclusions: 1. Kaolinites are typical of paraalluvial kaolin sands, and kaolinites with admixtures of Al-hydromica occur in fresh-water lacustrine-palustrine coal-bearing clays formed in acid medium and humid continental environments. 2. Fe-illites dominate in red shales of aride continental environments. 3. Shales with Al-hydromica and Fe-illite form in aride epicontinental seas with evaporites. 4. Mainly Al-hydromica, Fe-illite and Al- to Fe-glaucanite occur in shales of humid inner seas. 5. Al-hydromica and little Fe-illite are found in clays of troughs with shallow-water molasse. 6. Al-hydromica form shales in troughs with origin of flysch. 7. Baidelite bentonites and marls with Al-Fe-baidelites are typical of intra-arc troughs with subaqual andesite-basalt volcanism. Analogic smectites form solian-ash clays and bentonites deposited in alkaline carbonate medium in troughs and inner seas. 8. Montmorillonites are typical of bentonites related to subaeral rhyolite volcanism of active continental margins. 9. Al-micas $2M_1$ in association with chlorites and little Fe-illite $1Md$ form shales to slates in deep marginal seas. 10. Hydromicas $1Md$ (Quaternary-Silurian) are transformed in Al-micas $2M_1$ (Carboniferous-Cambrian). The sequence kaolinite or smectite \rightarrow Al-hydromica $1Md \rightarrow$ Fe-illite or glaucanite \rightarrow Al-mica $2M_1$ is determined by the processes of sedimentogenesis and diagenesis.

SKARN MINERALS FROM THE POLYMETALLIC DEPOSITS
IN LÂKI ORE REGION, NORTHERN RHODOPES
M. Stoynova, Sofia, Bulgaria

Lâki ore region is built-up mainly by Precambrian metamorphic rocks, comprising gneisses, marbles and amphibolites. The polymetallic deposits are imbedded in faults of submeridional orientation. Ore mineralizations are presented by quartz-sulphide veins or metasomatic ore bodies of complex shape, formed in the marbles.

The skarn minerals are abundant in the metasomatic bodies. They were formed before the sulphides. The following minerals have been found out: johansenite, bustamite, hedenbergite, rhodonite, garnet and ilvaite. Some varieties have been distinguished of the individual minerals on the grounds of differences in the mineral composition. The phases found out in the system $\text{CaMnSi}_2\text{O}_6 - \text{Mn}_5\text{Si}_5\text{O}_{15}$ are of particular interest. They illustrate the gradual transition between the members of the row bustamite-rhodonite. The skarn minerals occur in certain associations between themselves. Hypogenetic replacement of some minerals by other ones has been observed. It reveals the complex development of the mineralization process in the metasomatic ore bodies.

THREE PYROXENE ASSEMBLAGE IN A PYROXENE-OLIVINE
ACHONDRITE FROM ANTARCTICA

H. Takeda, Tokyo, Japan

Coexisting orthopyroxene-pigeonite-augite assemblages have been known in few terrestrial rocks (Nakamura and Kushiro, 1970), and in a unique achondrite, Allan Hills 77005, but the latter orthopyroxene has been converted to pigeonite. The new assemblage has been found in Yamato 74130, a Ca-rich ureilite weighing 17.8 g (Takeda and Yanai, 1979). In contrast to other ureilites, in which olivine and Mg-rich pigeonite are the major phases, Y74130 contains olivines (Fa_{24}), augites $\text{Ca}_{30}\text{Mg}_{57}\text{Fe}_{13}$ up to 2 mm in size and small pigeonite $\text{Ca}_{13}\text{Mg}_{69}\text{Fe}_{18}$ contained in augites. The augites are rich in Cr_2O_3 (1.8 wt.%) and Na_2O (0.8 wt.%). In contact with these minerals with curved boundaries rich in carbon, there is a low-Ca pyroxene $\text{Ca}_{4.4}\text{Mg}_{77.7}\text{Fe}_{17.9}$, 8x4 mm in size, which includes round small inclusions of olivine and rare augite. The single crystal X-ray diffraction patterns show weak reflections of orthopyroxenes and twinned clinobronzites with (100) in common. This pyroxene may have been originally an orthopyroxene and converted into clinobronzites by a shock or reheating events. The pigeonite-augite geothermometer of Ishii et al. (1979) indicate that the last equilibration temperature is 1300°C , which is higher than that estimated from the pigeonite eutectoid reaction line, 1170°C of Ishii (1975). The high temperature is in agreement with the phase relations and the high CaO contents in the olivines. We thank the NIPR for the sample and Dr. Ishii for the program.

GENETIC TYPES DEPOSITS OF MINERALS FROM THE
KAOLINITE GROUP IN BULGARIA

T. Todorova, Sofia, Bulgaria

The following minerals of the kaolinite group are established on the territory of Bulgaria: kaolinite, dickite, allophane, halloysite (metahalloysite), miloschite. They occur in different amount in deposits of exogenic, hydrothermal and sedimentogenic type in rocks of Carboniferous, Jurassic, Cretaceous, Paleogene, Neogene and Quaternary age.

Kaolinite is established in sialitic weathering crusts and oxidation zones, in hydrothermal ore and bentonite deposits, in sedimentogenic continental clays and interbeds of coal seams, kaolin sands, karst bauxites, terra rossa and in shelf sediments of the Black Sea.

Dickite is known only from deposits of hydrothermal type mainly in the altered rocks around ore bodies.

Allophane is found locally in oxidation zones of hydrothermal sulphide deposits and after serpentinites.

Halloysite (metahalloysite) occurs both in sialitic weathering crusts, where it is widespread, and in hydrothermal deposits, mainly in oxidation zones and less commonly as hydrothermal mineral.

Miloschite is observed in alteration products of serpentinites and is probably of exogenic origin.

Mineral associations in which the above minerals are found in individual types of deposits and the conditions of their origin are discussed.

MINERALOGY AND GENESIS OF GARNET-SMARAGDITE ROCKS

N.G. Udovkina, N.V. Troneva, A.L. Litvin, G.E. Belousov,
V.A. Sychkova, Moscow, USSR

Mineralogy, chemistry and conditions of formation are reported for amphibole-garnet rocks in association with eclogites and garnet peridotites discovered in the ancient gneissic-amphibolite suites of Polar Urals (Maroon-Keuss block). Such rocks has not yet been known in nature. They are composed of high-magnesian aluminous hornblende (smaragdite), pyrope garnet \pm kyanite. In some varieties chromite (up to 4%) and kyanite with varying chromium content (from 0.3 to 9 % wt.) occur. The smaragdite-garnet rocks have some common features in their mineralogy and chemistry with grosspidites and garnet peridotites from kimberlite pipes. Textures, chemical compositions, paragenetic mineral assemblages, geological evolution and isotopic ages of the smaragdite-garnet rocks and their host rocks were studied.

On the basis of these investigations the authors came to the conclusion that the rocks studied have originated as a result of metamorphism of magnesian high aluminous rocks at the conditions of the upper mantle. Distribution of platinum, palladium and rhodium in rock-forming hornblendes and garnet were first studied.

It was found that in deep-seated rocks part of platinoids can be concentrated in rock-forming minerals. As far as trace platinoids in minerals are concerned a certain geochemical specialization can be outlined, depending on composition of minerals, coexisting phases and conditions of formation of the rocks.

ANALYSES OF THERMICALLY AND MECHANICALLY TREATED CHRYSOTILE
OBTAINED FROM TECHNOLOGICALLY USED ASBESTOS CLOTHS

I. Werner, Berlin, DDR

The author reports on mineralogical analyses of samples of airborne dust gravimetrically taken in a two-step process in factories of the plant-building industry, in which thermally modified chrysotile was observed. Changes of the chrysotile occurring under operating conditions and the influence exercised by mechanical stress are discussed with the help of systematically heated asbestos mats.

The examinations are relevant in terms of industrial hygiene for workers in factories where plants for the chemical industry, for power stations and nuclear power stations are built.

ZEOLITES FROM PERLITES IN THE EASTERN PART OF BOROVIKA
DISTRICT, EASTERN RHODOPE MTS. (BULGARIA)

Y. Yanev, N. Raynov, I. Čehlarova, V. Čuneva,
M. Matanova, V. Lazarova, Sofia, Bulgaria

Perlites build up the marginal zones of trachyrhyolitic domes penetrating through a formation of acid tuffs of Oligocene age in the eastern part of the Borovica volcanic region. Volcanic glass is replaced to a different extent by high-silica zeolites: clinoptilolite, and in lesser amounts, mordenite. At the beginning, clinoptilolite replacing volcanic glass forms cryptocrystalline masses. In the cases of total replacement, it forms pseudofibrous aggregations (with a finely lamellar habit under scanning microscope) growing from the periphery of the perlite bulbs. Clinoptilolite is accompanied by montmorillonite or by a mixed-layered mineral of illite-montmorillonite type, and to a lesser extent, by opal-crystobalite and adular. Well-formed crystals, associated to hydrobiotite, are formed towards the center of the bulbs. Mordenite occurs as needle-like crystals within the perlite-rhyolite zone, where the main glass-replacing minerals are represented by quartz and adular. Mordenite forms in perlites fine bands with a fibrous structure alternating with clinoptilolite. The amount of zeolites, as determined with X-ray diffractometry, is no more than 50-60%. The host tuffs are mainly replaced by quartz with kaolinite, and only locally contain clinoptilolite.

It is supposed that formation of zeolites and of the other hydrothermal minerals is related to fumarolic activity. Zeolitic rocks mark a zone of slow pore solution circulation without any considerable migration of components.

The first section of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions. It emphasizes that proper record-keeping is essential for the integrity and transparency of the organization's financial operations. This section outlines the various methods and systems used to collect, store, and analyze financial data, ensuring that all information is up-to-date and accessible to relevant stakeholders.

The second section details the internal controls and procedures implemented to prevent and detect errors or fraud. It describes the segregation of duties, authorization requirements, and regular audits conducted to verify the accuracy of the financial statements. The document also highlights the role of the internal audit function in providing independent assurance on the effectiveness of these controls.

The third section addresses the reporting requirements and the preparation of financial statements. It explains how the organization complies with applicable accounting standards and regulatory requirements. This section includes information about the frequency of reporting, the format of the statements, and the process of reviewing and approving the financial data before it is presented to the board of directors and other interested parties.

The fourth section discusses the use of financial information for decision-making and performance evaluation. It describes how management uses financial ratios, trends, and other metrics to assess the organization's financial health and identify areas for improvement. The document also outlines the process of communicating financial information to investors, creditors, and other external stakeholders.

The fifth and final section provides a summary of the key findings and conclusions of the financial review. It reiterates the organization's commitment to financial integrity and transparency and highlights the strengths and weaknesses of its financial reporting process. The document concludes with a statement of assurance from the responsible officer, affirming the reliability of the financial information presented.

ОСОБЕННОСТИ ВАРИАЦИЙ СОСТАВА И ТИПОХИМИЗМА ХРОМШПИНЕЛИДОВ

Э.А. Багдасаров, Ленинград, СССР

Методом "главных компонент" факторного анализа проведено изучение закономерностей вариаций состава хромшпинелидов и типохимических особенностей. На компонентной диаграмме составы хромшпинелидов определенных генетических типов образуют обособленные поля и отличаются трендами. Тренд состава хромшпинелидов является важнейшим типохимическим параметром и связан с эволюцией химизма и РТ-параметров среды минералообразования. Анализ и обобщение трендовых характеристик состава хромшпинелидов различных петрогенетических типов позволяет заключить, что в генеральной совокупности тренд $MgAlCr-Fe^2Fe^3Ti$, являющийся ведущим, отражает специфику магматической кристаллизации и связан с температурным фактором. Напротив, тренд состава хромшпинелидов $Cr(Fe^2)-AlMg$ отражает фактор давления. По особенностям состава хромшпинелидов среди интрузивных пород и ультрамафических и мафических вулканитов выделяются континентальные и океанические типы, различающиеся условиями образования. Так, акцессорные хромшпинелиды в дунитах подвижных зон выделяются одними из первых и характеризуют интрателлурическую фазу кристаллизации расплава. Составы их отличаются повышенной хромистостью и магнезиальностью. Напротив, акцессорные хромшпинелиды в дунитах жестких структур платформенного типа, формирующихся в более высоких структурных горизонтах земной коры, выделяются позже силикатов и обогащены в составе глиноземом, железом и титаном.

В процессе систематического изучения минералогии двадцати семи вольфрамитовых /166 анализов/ и десяти шеелитовых /33 анализа/ месторождений РСФСР, а также в результате использования надежных данных по химизму шеелитов из тринадцати других /27 анализов/ месторождений нашей республики, установлено:

1. Химический состав русских вольфрамитов колеблется в широких пределах.
2. Эти колебания проявляются в пределах регионов, рудных полей, месторождений, рудных жил и отдельных кристаллов.
3. Колебания химизма вольфрамитов охватывает соотношения в них $MnWO_4$ и $FeWO_4$, а также содержания элементов, замещающих, соответственно, Mn, Fe, W.
4. Расчет тщательно выполненных анализов показывает, что общий вид формулы вольфрамита может быть выражен так: $(Fe, Mn, Mg, Fe^{2+}, Ca, TR, Y, Al, Sc) [(W, Nb, Ta, Si, Ti, Al)_4O_{16}]$.
5. Минералогические исследования показывают, что соотношения между ферберитовой и гюбнеритовой составляющими и примесью MgO , CaO , Al_2O_3 , TiO_2 и SiO_2 определяются прежде всего химизмом среды минералобразования, во вторую очередь, значениями pH и активности H_2S , и, наконец, процессами различного рода метаморфизма кристаллов вольфрамита.
6. Примеси Nb, Ta, Sc и редких земель в вольфрамитах характеризуют, кроме того, специфику интрузий, с которыми связаны вольфрамитовые рудопроявления.
7. Химизм русских шеелитов, подобно вольфрамитам, весьма заметно колеблется в пределах регионов, месторождений, рудных тел.
8. Эти колебания охватывает содержания примесей в шеелитах Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , FeO , MnO , SrO , BaO , SiO_2 , TiO_2 , MoO_3 , TR.
9. Расчет наиболее точно выполненных анализов шеелита показывает, что общий вид формулы шеелита может быть выражен так: $(Ca, TR, Sr, Ba, Fe^{2+}, Mn, Al, Fe^{3+}) (W, Mo, Si, Ti, Al)_4O_{16}$.
10. При этом содержания в шеелитах Al , Fe^{3+} , Mg , Fe^{2+} , Mn , Sr и Ba отражают влияние состава среды, и, кроме того, Si - ее

кислотности-щелочности, а Mo и TR - геохимическую специфику рудоносных интрузий.

11. Переотложенные /перекристаллизованные/ генерации вольфрамитов и шеелитов на всех изученных месторождениях характеризуются пониженными содержаниями указанных примесей и упрощением общего состава.

12. Химизм вольфрамитов и шеелитов, таким образом, является важным типоморфным и поисковым признаком этих минералов.

ГРУППА ФОСФАТОВ U^{+4}

Л.Н. Белова, А.И. Горшков, О.А. Иванова,
А.В. Сивцов, Москва, СССР

За последнее десятилетие наблюдается значительный сдвиг в изучении фосфатов U^{+4} , связанный, в основном, с новыми находками нингиюита.

Авторами изучено с помощью, прежде всего, аналитической просвечивающей электронной микроскопии три самостоятельные минерала, составляющих группу фосфатов U^{+4} : впервые в Советском Союзе найден нингиюит, уточнены его пространственная группа и формула, установлен новый фосфат четырехвалентного урана, названный вячеславитом /материал находится на утверждении в комиссии по новым минералам ВМО/, впервые определены параметры элементарной ячейки ранее описанного лермонтовита.

Показано, что эти минералы характеризуются индивидуальными формулами. Однако, все они по составу относятся к фосфатам четырехвалентного урана одного ряда $UCa(PO_4)_2 \cdot nH_2O$.

Вячеславит $(U, Ca)_5(PO_4)_4(OH)_8 \cdot nH_2O$, ромбический, a 6,96; b 9,10; c 12,38 Å; возможные пр. группы $Cmcm$, $Cmc2_1$, $C2cm$; и лермонтовит $(U, Th, Ca)(PO_4)OH \cdot nH_2O$, ромбический, a 9,74; b 19,0; c 10,1 Å; пр. группа уточняется - приближается к собственно урановым разностям /доля кальция в обоих минералах незначительная/.

В нингиюитах $Ca_{2-x}U_x[P(O,OH)_4]_2 \cdot nH_2O$ выделяются как разности с почти одинаковым содержанием U и Ca в формуле, так и разности с существенным преобладанием Ca .

Микросондовым анализом в лермонтовите установлено около 10% Th .

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ БОРАТОВ

$TRAl_3(BO_3)_4$, TR- Y, Nd, Gd

Л.И. Белоконова, Т.И. Тимченко, Н.В. Белов, Москва, СССР

Выполнено рентгеноструктурное исследование трех TR-боратов с общей формулой $TRAl_3(BO_3)_4$, полученных из боро-молибдатных и бор-бариевых раствор-расплавов при различных температурах. Параметры элементарных ячеек фаз уточнены на автодифрактометре РГ "Синтекс" и приведены в табл. 1.

Таблица 1.

Соединение	Фед. гр.	Параметры элементарных ячеек			R_{hkl} %	N отр.
		a	b	c		
$YAl_3(BO_3)_4$	R32	9,295(3)		7,243(2)	3,7	450
$NdAl_3(BO_3)_4$	C2/c	7,262(3)	9,365(3)	11,138(7)	$103^{\circ}41'(4)$	5,0 3641
$GdAl_3(BO_3)_4$	C2	7,227(3)	9,315(3)	16,184(8)	$90^{\circ}37'(4)$	5,2 5063

Экспериментальный материал получен на том же дифрактометре, расчеты выполнены на специализированной системе E-XTL. Фаза $YAl_3(BO_3)_4$ изоструктурна минералу хантиту $CaMg_3(CO_3)_4$, структуры новых модификации Nd, Al- и Gd, Al-боратов расшифрованы впервые. Атомы TR находятся в искаженных тригональных призмах, атомы Al - в октаэдрах, атомы B - в треугольниках. $NdAl_3(BO_3)_4$ и $GdAl_3(BO_3)_4$ являются политипными модификациями, в которых при сходстве параметров a и b различен параметр c. Сопоставление трех структур TR-боратов показывает, что в структуре Y, Al-бората-хантита можно выделить три независимых атомных слоя, перпендикулярных оси c, в моноклинических Nd, Al - шесть, и в Gd, Al - девять подобных слоев, хорошо выделяющихся в проекции уз. Таким образом, все три расшифрованные структуры обнаруживают глубокое сходство.

ПРОЦЕССЫ ИЗОМОРФИЗМА В ПИРОМОРФИТАХ ИЗ МАДЖАРОВСКОГО
РУДНОГО ПОЛЯ /ВОСТОЧНЫЕ РОДОПЫ, БОЛГАРИЯ/

В.В. Вресковска /София/, О.Г. Сметаникова /Ленинград, СССР/,
Т.Г. Куртєва /София, Болгария/

Проведено изучение вариаций состава пироморфитов из Маджаровского полиметаллического рудного поля. Выполнены химические, спектральные и рентгенографические исследования образцов из зон окисления различных уровней рудных тел. Предлагается для определения содержания изоморфных примесей Са и Аз в пироморфитах использовать параметры элементарной ячейке а и с.

Для пироморфитов Маджаровского рудного поля установлены некоторые особенности состава по сравнению с имеющимися в литературе данными. Они характеризуются повышенным содержанием Са. Обсуждаются вопросы изоморфизма в пироморфитах и его взаимосвязь с условиями генезиса минерала.

НОВЫЕ МИНЕРАЛЫ ТАНТАЛА В ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТАХ

А.В. Воложин, г. Апатиты, СССР

Гидротермальные процессы и прежде всего калиевый метасоматоз /мусковитизация и ортоклазитизация/ на заключительных стадиях формирования гранитных пегматитов приводят к изменению и замещению первичных танталсодержащих минералов. В результате минералообразующие растворы насыщаются танталом, что приводит к образованию метастабильных высокотанталистых минеральных фаз. В этих условиях по симпсониту образуется адвмтантит - AlTaO_4 и натротантит - NaTa_3O_8 , а также соседкоит - $\text{K}_3\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Ta}_{22}\text{O}_{60}$ /существенно калиевый безводный аналог ранкашита/. Изменение стибиотанталита приводит к обогащению растворов сурьмой и широкое развитие получает танталат сурьмы и щелочных металлов - дезстибтантит $(\text{Cs}, \text{Na})\text{SbTa}_4\text{O}_{12}$, иаоструктурный с микролитом. Открытие этого минерального вида предполагает существование нового ряда в группе пирохлора-микролита. Исходя из формулы заполнения элементарной ячейки минералов этой группы $\text{M}_{16}\text{T}_{16}\text{O}_{48}(\text{OH}, \text{F})_8$, заполнение ячейки минералов ряда дезстибтантита будет выражаться формулой $\text{M}_4\text{M}^{\text{I}}_4\text{T}_{16}\text{O}_{48}$. Упрощенная формула минералов этого ряда $\text{MM}^{\text{I}}\text{T}_4\text{O}_{12}$, где M - Cs, Na, Ca; M^{I} - Sb^{3+} , Bi, Pb; T - Ta, Nb, Sb^{5+} . В предполагаемом ряду можно выделить, по крайней мере, две ветви - цезиевую и натриевою, каждая из которых в идеальном варианте должна быть представлена тремя минеральными видами в зависимости от роли сурьмы, висмута или свинца в формульной группе M^{I} .

Корректность выделения нового ряда минералов в группе пирохлора-микролита подтверждается, кроме установления самого дезстибтантита, обнаружением в зонах изменения первичных тантало-ниобатов в гранитных пегматитах цезиево-висмутовой и натриево-висутовой минеральных фаз.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ КАРБОНАТИТОВ ХИБИН

О.В. Лудкин, г. Апатиты, СССР

У восточной границы Хибинского массива в фойитах обнаружен мощный комплекс карбонатитов и карбонатизированных силикатных пород. Он приурочен к выклиниванию серповидных интрузий массива. Центральный шток комплекса падает вертикально, сложен брекчией на карбонатитовом цементе; по его краям концентрируются карбонатизированные тингуаиты, рассеянные дайками дамкьернитов. Наиболее ранние карбонатиты сложены кальцитом, биотитом, эгирин-диопсидом с акцессорными магнетитом, апатитом, перовскитом. Распространены альбит-кальцитовые карбонатиты с волластонитом, гранатом, акцессорными ниобиевым сфеном или пирохлором. Вместо доломитовых развиты кутногоритовые карбонатиты с акцессорными бербанкитом, стронцианитом, цирконом, рутилом; поздние марганцанкеритовые /олигонитовые/ жилки содержат синхизит, хуанхит, давсонит, эдингтонит, барит, флюорит, криолит, марказит. По соотношению изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ стронций всех разновидностей карбонатитов имеет глубинное происхождение, $\delta^{13}\text{C} \text{ ‰} = -4.14 - 7.00$, $\delta^{18}\text{O} = +10.5 - +15.2$. Гомогенные по дебаеграммам и микрондовым исследованиям карбонаты кутногоритового ряда, согласно J.R. Goldsmith, D.L. Grat (1960), кристаллизовались при температурах не выше 500°C . Таким образом, в пределах крупнейшего Хибинского массива агпаитовых пород обнаружены натриевые низкомагнезиевые карбонатиты в ассоциации с тингуаитами и дамкьернитами. В составе карбонатитов поздние карбонаты впервые представлены не магнезиевыми, а марганцовистыми разновидностями.

ХРОМПИНЕЛИДЫ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДАХ

М.И. Новгородова, Москва, СССР

В золоторудных и стратиформных полиметаллических месторождениях обнаружен необычный для гидротермальных руд базит-гипербазитовый парагенезис минералов - апатит-титаномagnetит-хромпинелидный, развивавшийся на ранних стадиях рудного процесса и преобразующийся на поздних стадиях в апатит-магнетит-ильменитовый /с рутелом, лейкоксоном, франклинитом, ганитом/. Хромпинелиды, в отличие от магматических хромитов, характеризуются изменчивостью состава, четкой зональностью с алма-хромитом в центре и феррихромитом в краевой части и высокими содержаниями примесей Si /до 22%/, Mn /до 7%/, Zn /до 12%/, Ni /до 5%/. Они образуют идиоморфные кристаллы октаэдрического габитуса в сростании с альбитом, анкеритом, цусковитом и хлоритом в кварц-карбонат-полевошпатовых метасоматитах, локализованных в зонах глубинных разломов в золоторудных полях либо шаровидные, эллипсоидные зерна во вкрапленности в доломите вместе с такими же округлыми зернами кварца, сконцентрированными в прожилковидных скоплениях в доломите, вмещающем стратиформные полиметаллические проявления. Показана возможность кристаллизации этих минералов, считавшихся прежде типично магматическими, гидротермально-метасоматическим путем.

Апатит-титаномagnetит-хромпинелидная ассоциация, обнаруживаемая вне связи с базит-ультрабазитовыми магматическими телами, может служить минералогическим индикатором промышленного оруденения. Её присутствие - дополнительный критерий в пользу глубинного подкорового источника рудного вещества.

ЭКСЕНИТ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ В КОНСОЛИДИРОВАННЫХ
ОБЛАСТЯХ АЛЬПИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

П. Петров, М. Райнова, Т. Маврина /София, Болгария/,
Е. Котов, И. Терезина, М. Цветкова /Москва, СССР/

В центральных гигантокристаллических зонах пегматитовых жил одного из регионов Альпийского складчатого пояса обнаружен и изучен эксенит, который ассоциирует с кварцем, микроклином, олигоклазом, ортитом, магнетитом и пиритом.

Минерал выделяется в форме призматических и табличатых кристаллов, образующих гнезда размером до 2-3 см. Цвет его темнокоричневый, излом неровный, блеск смолистый. В сколах просвечивает красным. В отраженном свете серый, изотропный, однородный. Дисперсия отражательной способности равна 16-15 %, твердость 915 кг/см², удельный вес - 4,706 г/см³.

Минерал метамиктен. Термическим анализом при 720°C выявлен экзотермический эффект, связанный с его раскристаллизацией. Прокаленный до 1000°C эксенит восстанавливает дометамиктное кристаллическое состояние.

Рентгеноструктурные исследования и изучение состава эксенита показали, что его ведущими элементами являются Ti, Nb, U, Y, входящими в структурную формулу. Это позволяет отнести минерал к сложным оксидам редких, радиоактивных и редкоземельных элементов.

Наблюдениями над строением и составом пегматитов, включениями в минералах установлено, что эксенит был образован пневматолитовым флюидом в условиях высокого давления и температуры.

ЗАВИСИМОСТЬ КИСЛОТНО-ОСНОВНЫХ СВОЙСТВ ПРИРОДНЫХ ШПИНЕЛИДОВ ОТ ХИМИЗМА ВМЕШАВШИХ ПОРОД

А.Д. Ганчев /Москва/, М. Желязково-Панайотова /София/,
З.С. Вородас /Москва, СССР/, Л. Иванова, К. Колчева
/София, Болгария/

На примере ряда болгарских месторождений шпинелидов в ультрабазитах /Добромир, Яковица, Голямо-Каменные, Ардино и район север-западной Гилы/ изучены кислотно-основные свойства групп минералов этого типа /хромшпинелиды, ферроферрихромшпинелиды, магнетиты, в том числе никель- и хромсодержащие магнетиты/ в сопоставлении с химизмом вмещающих пород. В качестве меры кислотно-основных свойств бралась величина η , являющаяся электрохимическим потенциалом соединения /минерала/ и выражающаяся в эв или ккал/моль. Она вычислялась как средняя величина из электрохимических потенциалов η_0 химических элементов, слагающих минерал, с учетом их взаимодействие в кристаллической решетке. Это взаимодействие сводится к образованию электростатического потенциала, обуславливающего химическую связь в кристалле. Величина электростатического потенциала вычислялась с учетом эффективных зарядов каждого катиона и аниона и их орбитальных радиусов. Величина η_0 химических элементов определялась как $\frac{\partial E}{\partial n}$, где E - энергия валентных электронов, а n - их число /таким образом η_0 является парциальным потенциалом энергии валентных электронов/. По своему физическому смыслу искомая величина η соответствует работе выхода электрона. Чем меньше величина электрохимического потенциала минерала, тем основнее минерал, наоборот, чем больше η , тем минерал проявляет более кислые свойства.

Расчеты показали, что все минералы независимо от месторождения формировались в основных условиях. Значения η отдельных групп минералов близки и варьируют в следующих пределах:

- в магматических хромшпинелидах наиболее низкие значения η характерны для альмохромитов /4,56 эв или \sim 105 ккал/моль/; несколько выше они у хромпикотитов /в среднем 4,60 эв или \sim 106 ккал/моль/; наиболее высокие значения η у магнхромитов /в среднем 4,65 эв или \sim 107 ккал/моль/.

- все постмагматические шпинелиды образовались в более кислых условиях: у хром- и никельсодержащих магнетитов лежит в пределах 4,86 - 4,98 эв /112,12 - 114,89 ккал/моль /; для ферроферрихромшпинелидов улавливается определенная тенденция возрастания η с увеличением содержания Fe^{3+} /и соответствующим уменьшением Cr/ - от 4,78 эв /110,27 ккал/моль / до 4,98 эв /114,89 ккал/моль /.

- η магнетитов составляет в среднем 5,03 эв / \sim 116 ккал/моль /.

Сульфат бария известный как природный минерал барит до $1150^{\circ}C$ является ромбическим. При изучении сложных минералообразовательных процессов при высоких температурах с участием сульфата бария необходимо знание о его полиморфных превращениях. В литературе существуют противоречивые данные. В некоторых работах приводят, что ромбический сульфат бария переходит в кубический, а в других - в моноклинный.

С помощью комплексной методики изучен полиморфизм сульфата бария. Данные ДТА подтвердили температуру полиморфного превращения при $1150^{\circ}C$. Методами кристаллооптического и рентгенографического анализов исследованы термически обработанные образцы ромбического сульфата бария в температурном интервале с 1150° до $1350^{\circ}C$ через 50° и изотермической выдержкой от 5 до 20 часов. Сняты ИК-спектры поглощения всех образцов.

Все исследования показали, что после $1150^{\circ}C$ ромбический сульфат бария переходит в другую кристаллическую модификацию более низкой симметрии, вероятно моноклинной, чем не подтвердилось существование кубической модификации сульфата бария для условий проведенных нами эксперимента. Экспериментальные данные позволяют утверждать, что полиморфное превращение сульфата бария относится к типу сдвига.

ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ ВО ФЛЮРИТАХ МОНГОЛИИ

В. Тумэнбаяр, Улан-Батор, Монголия

Исследовано около 400 образцов флюорита из 50 месторождений различного генезиса МНР, в которых установлено 60 элементов-примесей. Определение и количественная оценка позиции элементов-примесей во флюоритах позволили классифицировать их по формам нахождения.

Структурные элементы-примеси подразделяются на изовалентные $/\text{Sr}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Co}^{2+}, \text{Eu}^{2+}, \text{V}^{2+}, \text{Dy}^{2+}$ и др./ и гетеровалентные $/\text{Y}^{3+}, \text{Ga}^{3+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Cr}^{3+}$ и др./. Последние сопровождается компенсационными ионами $/\text{F}^-, \text{O}^{2-}, \text{O}^-, \text{Na}^+$ и др./ и дефектными центрами типа вакансии $/\text{Vf}, 2\text{Vf}, \text{Vca}, 2\text{Vca}/$ или электронами.

Внеструктурные элементы-примеси находятся в твердых включениях инородного минерала $/\text{Si}, \text{Al}, \text{O}, \text{Fe}, \text{Mg}$ и др./, во включениях битумов $/\text{C}, \text{H}, \text{S}, \text{N}$ и др./ и во включениях минералообразующих сред расплавленного, газового и водно-жидкого состава $/\text{Na}, \text{K}, \text{Si}, \text{Fe}, \text{CO}_2, \text{SO}_4, \text{Cl}$ и др./. Каждая из этих форм нахождения элементов-примесей во флюоритах оказывается типоморфной для определенных генетических типов флюоритовой минерализации.

Таким образом, индикаторными являются не только сами элементы, но и формы их нахождения. Наиболее чувствительной формой являются дефектные центры, обусловленные элементами переменной валентности и требующими локальную и статистическую компенсацию заряда.

Установлено, также характерная тенденция изменения симметрии ближайшего окружения ферромагнитных элементов-примесей во флюоритах от нижней к высшей в едином генетическом ряду: гранит - пегматит - грейзаен - рудная жила - пострудные жилы.

ТИПОМОРФИЗМ ХРОМШИФЕЛИДОВ В ГИПЕРБАЗИТАХ

Б.П. Царицын, В.В. Акимов, Свердловск, СССР

На основе обобщения данных по химизму хромшифелидов из гипербазитов, изучения их кристаллохимии, термодинамических свойств и анализа корреляционных связей между компонентами сформулированы типоморфные признаки, согласно которым весь широкий диапазон составов природных шпиделидов оказался возможным свести к нескольким группам. Каждая группа характеризуется определенным набором таких признаков, свойственных только одной, конкретной ассоциации ультраосновных пород и отражающих P-T условия образования хромшифелидов /табл./:

- НИЗКООКИСНЫЕ МАР-

незначительное с низким содержанием титана шпиделиды альбитрипной ассоциации с подразделением на высокохромистую, "дунитовую" /1.а/ и высокоглиноземистую, "гардбургитовую" /1.б/ разновидности. Все типоморфные признаки этой	группы	Число катионов в ячейке					
		Ti	Cr	Al	Fe ⁺³	Fe ⁺²	Mg
	1.а.	0,05	11,54	2,86	0,55	3,92	4,08
	1.б.	0,03	6,90	8,67	0,40	3,04	4,26
	1.в.	0,04	7,02	8,37	0,50	2,90	5,10
	1.г.	0,24	8,66	5,00	2,10	1,72	6,27
	2.	0,11	11,28	2,55	3,06	4,17	3,43
	3.а.	0,38	9,15	5,47	1,00	5,39	2,61
	3.б.	0,36	12,75	2,09	0,80	6,90	1,10

группы имеет хромшифелиды из доломитовых ахлитовых гипербазитов /1.в/ и в базальтах /1.г/;

- высокоокисные ферритшпиделиды пород дунит-клинопиксеновой ассоциации геосинклинали и плато /2/;

- феррошпиделиды стратиформных комплексов пород с высоким содержанием титана /3.а/. По целому ряду признаков к этой группе близки хромшифелиды каменных метеоритов /3.б/.

Метаморфические процессы приводят к уничтожению типоморфных признаков, а шпиделид в этих случаях отвечает по составу хроммагнетиту и магнетиту.

Спектр минералов тяжелой фракции песков шельфа является отражением особенностей питающей суши и критерием для изучения процессов формирования осадков и накопления в них промышленно-важных минералов. Сложные геоморфологические условия и пестрота пород Старопланинской структурной зоны и Средногория ограничивают распространение и фациальные особенности песков. В северной части района пески занимают значительные пространства, а в южной - оформляют узкую полосу вдоль береговой линии. Гранулометрические характеристики песков изменяются в мористом направлении и в границах стратиграфических комплексов. Минералогический состав варьирует от кварцевых до полимиктовых, а возраст - от джеметива до новоевксина.

Из установленных 42 минералов самые распространенные "породообразующие" и рудные минералы, которые характеризуют весь объем тяжелой фракции. Основные черты их локализации и аккумуляции, связаны с соответствующими этапами минералогической дифференциации и типом берегового участка.

Изучена частота, распределение и состав тяжелых минералов в дистальном направлении и во времени /в стратиграфических комплексах различного возраста/. Сделано минералогическое районирование песков более перспективной области /Несебр - Бургас/. Выделены следующие теригенно-минералогические ассоциации: пироксен - амфибол - гранатовая /Емине, Ахелой/; пироксен - магнетит - глауконитовая /Ахелой/; пироксен - мусковитовая /Созопол/; мусковит - апатитовая /Маслен нос, мелководье/; рудные агрегаты - мусковит - цирконовая /Маслен нос, глубоководная часть/; пироксен - глауконит - гранатовая /Приморско, Китен/; рудные агрегаты - пироксен - амфиболовая /Мичурин/.

Специфическая переработка речных фациесов довела к образованию россыпей в утопленной долине реки Ахелой.

СОСТАВ И НОМЕНКЛАТУРА ДИТРИГОНАЛЬНО-СКАЛЕНОЗДРИЧЕСКИХ КАРБОНАТОВ
Л.К. Яхонтова, А.П. Грудев, Москва, СССР

Выборка из одной тысячи опубликованных химических анализов дитригонально-скаленоздрических карбонатов группы кальцита обработана на ЭМ М-222 и графопостроителе "Атлас". Результаты представлены в виде треугольных сечений тетраэдра Mg-Fe-Mn-Ca с основанием Mg-Fe-Mn.

Подтвержден неограниченный изоморфизм в ряду FeCO_3 - MgCO_3 , относящемуся к единому минеральному виду, представленному в природной обстановке тремя разновидностями - брейнеритом, мезитивом /пистомезитом/ и сидероплезитом, характерными для вполне определенных процессов минералообразования и соответствующих месторождений.

В ряду FeCO_3 - MnCO_3 зафиксированы два разрыва смесимости, ограничивающие железистый родохрозит (до 30% FeCO_3), сферосидерит (40-60% FeCO_3) и манганосидероплезит (до 25% MnCO_3).

Ряды MgCO_3 - MnCO_3 , CaCO_3 - FeCO_3 , CaCO_3 - MgCO_3 и CaCO_3 - MnCO_3 среди природных образований характеризуются крайне ограниченным изоморфизмом.

ISOMORPHISM IN SULPHATE MINERALS OF DIVALENT METALS
S. Aslanian, Chr. Balarev, Sofia, Bulgaria

A crystallochemical analysis of sulphate minerals of the type $MeSO_4 \cdot nH_2O$ is made. The subject of study are the sulphates of Mg^{2+} , Mn^{2+} , Fe^{2+} , Co^{2+} , Ni^{2+} , Cu^{2+} , Zn^{2+} . It is demonstrated that the differences in chemical mineral types with equal number of crystallization water molecules depend on the conditions of formation while the differences in the structures within a given chemical type of minerals are related to the electron configurations of the metal ions. The existence or non-existence of a given crystallohydrate (a mineral, respectively) is based upon the electron configurations of metal ions.

The temperature limits of stability of the respective sulphate minerals are determined from the solubility polytherms of the $MeSO_4 - H_2O$ binary systems.

On the basis of an exhaustive study of ternary systems of the types $MeSO_4 - Me'SO_4 - H_2O$ and $MeSO_4 - H_2SO_4 - H_2O$, containing the respective divalent metal ions, and of the regularities found for calculation of their distribution coefficients, as well as on the basis of the dehydration processes in the presence of H_2SO_4 , the limits are predicted within which the Me/Me' ratio can vary in a given mineral.

A relationship expressing the dependence of the sulphate minerals' composition on the conditions of their formation-temperature, composition and pH of the solution from which they crystallize- is proposed.

APATITES OF ROGALAND, S.W. NORWAY: SOME PHYSICO-CHEMICAL PROPERTIES

A. Baumer, D. Lapraz, Nice (France), J.C. Duchesne, Liege (Belgique), W.E. Klee, Karlsruhe (FRG)

After the studies of Roelandts et Duchesne (1979) on the rare earth elements's evolution of the apatites and on the coexisting plagioclase at three levels of the Bjerkrém-Sogndal layered lopolith, we present the experimental data obtained by microprobe-analyses, R.X. diffraction, I.R. spectrometry and thermoluminescence (T.L.) of the apatites.

The F contents are next to 3.4% instead of 3,77% (calculated value for the pure fluorapatite) and Cl percentages are 0,05%. The R.X. diffraction and I.R. spectrometry determinations confirm the presence of OH in the structure. The parameters of cell obtained by Seeman Bolhing method are: $a = 9,371 \pm 0.006 \text{ \AA}$ and $c = 6.882 \pm 0.004 \text{ \AA}$ and the I.R. spectrum shows the presence of the O-H stretching and bending bands at 3573 cm^{-1} and 740 cm^{-1} respectively. These two bands are characteristic of OH ions disperse in a chain mainly of F. (Freund a. Knobel, 1977). The thermoluminescence properties of these apatite samples are studied between 77 and 650K after X irradiation or U.V. irradiation and the spectral analyses are realized between 250 and 800 nm. After X irradiation the principal peaks are 175, 500 and 555K temperatures.

The spectral analyses show that the main activators of the T.L. emission are Mn^{2+} and Ce^{3+} ions. After U.V. 253.7 nm the Eu^{2+} emission is detected in the main peak at 500K. but the Eu^{3+} emission is not observed. The europium content (Eu^{2+} and Eu^{3+}) is included between 20 and 35 ppm for the different apatites (rytm. III to V). The T.L. results seem to indicate that the negative europium anomaly is due to the important $\text{Eu}^{2+}/\text{Eu}^{3+}$ ratio in the magma if we suppose that the partition coefficient of Eu^{2+} is smaller than the partition coefficient of Eu^{3+} .

Freund, F., Knobel, R.M. (1977). J. Chem. Soc. Dalton Trans. 1136-1140.

Roelandts, I., Duchesne, J.C. (1979). Origin and distribution of the elements. Editor L.H. Ahrens. 199-211.

THE PHOSPHATIC PARAGENESIS IN THE PALEOKARST OF "PHOSPHORITES DU QUERCY" (FRANCE): MINERALOGY AND EVOLUTION

Y. Billaud, M. Boudeulle, Villeurbanne, France

The paleokarst of the "Phosphorites du Quercy" is developed in the "Causse de Limogne", a plateau of jurassic limestones which constitutes a part of the north-east border of "Bassin Aquitain" (SW France). Discovered in 1865, it has been intensely worked during thirty years. Moreover, this exploitation led to the discovery of a rich fossil material the age of which ranged from upper eocene to middle oligocene.

The phosphate samples collected in a hundred of old exploitations have been studied in the laboratory by X-Ray diffraction, electron microscopy (SEM and CTEM) and diffraction, I.R. spectroscopy, D.T.A. and geochemistry. The results show: - A primary deposit of micro-crystalline apatite: It has been formed by a replacement process of the enclosing carbonates and by concretionment. It constitutes the major part of the phosphate deposits. The apatite unit-cell dimensions are intermediate between those of hydroxyapatite and carbonate hydroxyapatite.

- Two types of evolution: 1) Towards apatites which unit-cell parameters ranged from those of fluorapatite to those of carbonate fluorapatite. 2) Either the formation of aluminium phosphates: Crandallite, $\text{CaAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5\text{H}_2\text{O}$ and Perhamite, a new calcium aluminium silicophosphate, recently described, with the composition $3\text{CaO } 3.5\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ } 3\text{SiO}_2 \text{ } 2\text{P}_2\text{O}_5 \text{ } 18\text{H}_2\text{O}$. The occurrence of one of these minerals or their association appears linked at the apatite abundance in or near by the argillaceous fillings. This observation and those made by SEM, CTEM and electron microdiffraction allow us to propose the following scheme: The perhamite would be a precursor of crandallite in the reaction of apatite with kaolinite. The aluminium phosphate parageneses would be controlled by the phosphorus availability in the environment.

THE ANALYTICAL MODIFICATION OF THE WINCHELL
DIAGRAM APPLIED TO THE SPINEL SERIES

W.G.R. de Camargo, J.B. Madureira Filho, L.A.R. de Camargo,
São Paulo, SP, Brasil

In a previous communication (An analytical modification of Winchell diagram for determination, of garnet composition, XII International Congress of Crystallography, Ottawa, Canada, 1981) the authors used a tridimensional analytical diagram constructed with the constants Δd , n , and D , for determination of garnet composition.

This paper concerns with the application of the similar procedure to the aluminous spinel series (mostly transparent spinels) made up by the four end-members:

		$a_o(\text{\AA})$	$\Delta d(\text{\AA})$	n	D
Spinel	$MgAl_2O_4$	8,103	0,903	1,719	3,55
Hercynite	$FeAl_2O_4$	8,135	0,887	1,835	4,40
Gahnite	$MnAl_2O_4$	8,080	0,904	1,805	4,62
Galaxite	$MnAl_2O_4$	8,280	0,844	1,920	4,04

where $\Delta d = d(10\bar{1}1)$ quartz - $d(311)$ spinel.

The interplanar spacing $d(311)$ represents the more intense Bragg reflexion of the spinel powder diagram, and $d(10\bar{1}1)$ is the interplanar spacing of quartz used as internal standard.

By plotting the above constants in a reference system of three axes X,Y,Z, the result is the construction of an asymmetrical tetrahedron in space, limited by 4 planes, whose equations may be reached by the general matrix expression:

$$\begin{array}{ccc|c} x & y & z & 1 \\ \Delta d' & n' & D' & 1 \\ \Delta d'' & n'' & D'' & 1 \\ \Delta d''' & n''' & D''' & 1 \end{array} = 0(1)$$

Similarly, 4 equations may be calculated out from expression (1), by applying the numerical values of Δd , n , and D , as stated above.

Being two equations simultaneously satisfied, the plotted point lies on an edge of the tetrahedron, and the composition is a binary one. Three satisfied equations lead to a pure end-member (vertices of the tetrahedron).

If just one equation $Ax + By + Cz + D = 0$ is satisfied, the spinel composition is a three-component spinel, where x , y , z are the experimental data of a given sample (the molecular composition of the spinel may be determined in separate equilateral diagrams).

However, when $Ax + By + Cz + D \neq 0$, the point x , y , z , lies inside the tetrahedron, the composition represents a four-component spinel, whose proportions could be determined in a separate quadrangular equilateral diagram.

Sponsored by FAPESP and CNPq

THE MINERALOGICAL STUDIES OF THE URANIUM VEIN
TYPE TOGETHER WITH SULFIDES PARAGENESSES IN IRAN
M. R. Espahbod, Teheran, Iran

Different mineralogical phases have been already distinguished during radioactive mineral investigation in some sulfide deposits of Iran, especially in Neichabur turquoise mine situated in NE of the country (Khorasan province) just in southern flank of the Binalud range. Also the Talmessi mine in Anarak region located in Central Iran, north of Nain has a large and well distributed metallogenic zone in connection to Alpine orogeny, the uranium prospection demonstrated different stages of mineralogical zonality due to hydrothermal activities first and then affected by supergene solutions. In the turquoise mine one could observe the uranium oxides in the form of sooty pitchblende in disseminated primary pyrite associated with chalcopyrite. This uranium tetravalent has changed subsequently into secondary minerals among which autunite and haiweeite are dominant. This mineralization together with turquoise in separate geochemical environment has accured in Eocene trachyte and trachy andesite. In Anarak region, the uranium minerals typically have been observed in the form of pitchblende spherulites and coffinite in hypogene zone of the andesite porphyrite associated with Cu, Ni, Co sulfides accompanying quartz-hematite parageneses. This pitchblende later on has been affected by an epigenic alteration and changed into parapitchblende and finally has produced the secondary uranium arsenides as well as autunite.

PHOSPHATES MINERALS ASSOCIATION FROM PHOSPHOLITHINIFEROUS
PEGMATITES IN "TROIS SEIGNEURS MASSIF" (ARIEGE) -
PYRENEES - FRANCE

Fr. Fontan, P. Monchoux, Toulouse, France

Beryl-bearing pegmatites from the "Massif des Trois-Seigneurs" were studied by de Gramont et al. 1967⁽¹⁾. However lithiniferous phosphates occurrences have been recognized ten years after in the Pyrenees pegmatites. The greatest diversity of minerals is exhibited in the "Trois-Seigneurs" pegmatites, compared with the four lithiniferous phosphates-bearing massif of the Pyrenees: various columbo-tantalates and a hafniferous zircon (26% HfO₂) accompanying the phosphates were described (see Fontan et al. 1980 and references therein)⁽²⁾. In these pegmatites all the primary phosphates (grafonite, ferrisicklerite, sarcopside, alluauite) show anomalous high Mg-contents; it should be pointed that this seems to be a common feature of the Pyrenees pegmatites, particularly in the Trois Seigneurs Massif. Another feature is the high Na-content of the alluauite (up to 10% wt) mineral which is described for the first time in the Pyrenees: grafonite also contains up to 5% Na₂O wt. The other phosphates associated are: vivianite, jahnsite, rockbridgeite, heterosite, mitridatite, whitmoreite and lazulite (this latter one described for the first time in France).

The two geological conclusions of the study of the "Massif des Trois Seigneurs" pegmatite an extension of the phospholithiniferous district of the Pyrenees towards the West (de Gramont et al., 1968)⁽³⁾ and on the other hand existence of an magnesium anomalous in the Pyrenees.

- (1) de Gramont, X., P. Monchoux, F. Tollon (1967). - Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse t. 103, fasc. 1-2.
- (2) Fontan, F., P. Monchoux, F. Autefage (1980). - Bull. Mineral. t. 103, 88-91.
- (3) de Gramont, X., P. Monchoux, B. Passaqui, F. Permingeat, F. Tollon (1968), - C.R. Acad. Sc. Paris t. 266-997-1000.

MINERAL CHARACTERIZATION OF VARLAMOFFITE AT LOGROSAN, SPAIN
M.A. Hoyos, J. Casas, J. Guijarro, Madrid, Spain

The occurrence of varlamoffite from Logrosan (Spain) associated to stannite and cassiterite is described and the results of chemical analysis X-ray powder diffraction and infra-red spectrographic analysis are presented.

The granitic intrusion of Logrosan is crossed by four successive vein systems with different composition. The third generation of veins sometimes produces in the host rock a greisen, both mineralized with the following assemblage: stannite, arsenopyrite, cassiterite, sphalerite and chalcopyrite and lesser amounts of marcasite, pyrrhotine and molybdenite.

The varlamoffite is located in stockwerks of quartz and it is surrounding both the stannite and cassiterite grains as a canary-yellow clay like powder. Under microscope it displays a waxy lustre and is often clavely intermixed with fine-grained granular quartz.

The X-ray powder diffraction of the varlamoffite revealed a set of broad lines essentially the same as the most prominent lines of the cassiterite pattern.

The infra-red spectrum of the Logrosan varlamoffite shows a broad OH frequency stretch of 3.440 cm^{-1} very similar to that of other varlamoffite reported by Phillips (1966) and Taylor (1970), this suggests that there are hydrogen bonds. It is remarkable too the presence of broad O-Sn and O-Fe frequency stretch of $477,540$ and 645 cm^{-1} .

The varlamoffite shows a strong spatial association with stannite, this suggests that it is a secondary mineral resulting from the attack of meteoric waters on stannite. The association with cassiterite primary crystals also suggests and hypogene replacement mineral.

NEW DATA ON THE COMPOSITION OF FERRITIC PHASES
IN IRON-ORE AGGLOMERATE

I.T. Ivanov, Sofia, Bulgaria

The iron-ore agglomerate is a complicated polyphase product obtained when during preparation for blast-furnace processing poor ores and concentrates are sintered. The ferrites, represented by "Magnetite" and Calcium aluminate ferrites constitute its basic phases. The phase composition and crystallization equilibrium conditions have been clarified when examining the ternary system $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$. The agglomerate obtained when the "Kremikovtsy" polycomponent limonite ore participates is characterized by its original chemical and phase composition due to the polymorphic of the elements-barium and manganese. Three different ferritic phases have been established in it. They are complex solid solutions on the basis of an inverse and a heavily deformed spinel structure. The ferritic phase chemical composition obtained by means of an X-ray microanalyser is as follows:

- a/ "Magnetite"- $\text{Fe, Mn, Mg, Ca/Fe}_2\text{O}_4$.
- b/ Calcium aluminate ferrite /Rudnevite/- $\text{Ca, Mn, Mg//Fe, Al, Si/}_4\text{O}_7$.
- c/ Barium-Manganese ferrite- $\text{Ba, Mn, Ca//Fe, Al/}_6\text{O}_{10}$.

The last phase was established for the first time but for the time being its chemical equivalent $\text{CaFe}_6\text{O}_{10}$ is only hypothetical.

Quantitative data concerning the chemical composition, reflectivity, optical character and sign of the new phase have been obtained. The powder X-ray diagram confirms its membership of the Calcium aluminate-ferrites' group. The new phase associates with ferritic phases similar in composition, structure and properties can be accounted for by the greatly unhomogenous agglomerate melt and nonequilibrium crystallization.

PHOSPHATE MINERALIZATION OF THE SPEHIEVO MINING DISTRICT
(EASTERN RHODOPE MOUNTAINS)

A. Kunov, M. Velinova, L. Punev, Sofia, Bulgaria

In the Eastern Rhodope Paleogene depression among low- and medium-temperature endogene and supergene changed volcanic rocks of the Spehievo mining district there have been discovered and established with X-ray structural, chemical, optical, differential-thermal and other analyses the following phosphate minerals: wavellite, variscite, turquoise, pyromorphite and vivianite. The most widely found mineral is wavellite; turquoise and variscite are found more rarely; the quantity of pyromorphite is inconsiderable, while vivianite formed sporadically. The phosphate mineralization is connected mainly to subequatorial infractions. The observed temporal correlations between turquoise, wavellite and variscite define the latter two minerals as later formations.

The phosphate mineralization is spatially connected with structure formation infractions and ore manifestations (with prevalence of lead-zinc character).

CRYSTAL STRUCTURES OF NEW NATURAL PHOSPHATES OF
NASTROPHITE $\text{NaSr}(\text{PO}_4) \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ AND $\text{NaBa}(\text{PO}_4) \cdot 9\text{H}_2\text{O}$

Yu.A. Malinovsky, S.V. Baturin, N.V. Belov,
Moscow, USSR

The X-ray structural investigation of two new hydrous phosphates of sodium, barium and strontium - nastrophite $\text{NaSr}(\text{PO}_4) \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ and $\text{NaBa}(\text{PO}_4) \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ (CAD-4F autodiffractometer, λMo , $\theta \leq 40^\circ$, correspondingly, 433 and 615 independent reflexes $I \geq 3 \sigma(I)$, heavy atom method, LSM in anisotropic approximation to $R=3,8$ and $4,0\%$) has been carried out. The crystals of isostructural phosphates, nastrophite and $\text{NaBa}(\text{PO}_4) \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ are cubic, $a=10,559$ (I) and $10,7116$ (9) \AA , $V3177,2$ \AA^3 and $1229,1$ \AA^3 , ρ cal. $2,05$ and $2,24$ gr/cm^3 , respectively, $Fd\bar{P}2_13$, $z=4$.

The structure of minerals is formed of polyhedra of three sorts: irregular Sr(Ba) nine-vertex figures, Na-octahedra and (PO_4) -tetrahedra. Each (Sr,Ba)-polyhedron shares edges with three Na-octahedra and vice versa. Being joined in this way, Na and Ba(Sr) polyhedra form a skeletal framework in which the spiral chains of alternating nine-vertex polyhedra and octahedra can be separated out. The structure contains wide channels with the shortest diameter of $2,6$ \AA . Phosphorus tetrahedra occupy spacious niches (of 6 \AA in diameter) in the walls of these channels. The tetrahedra are linked with large-cation framework of the structure through water molecules by the H-bond system. The weak linkage of (PO_4) -tetrahedron with the large-cation basis of the structure, its relative mobility (O atoms of the tetrahedron are disordered) explain rather a weak stability of these minerals.

MINERAL PARAGENESIS OF NEW TYPES TIN ORES

N.K. Marshukova, A.B. Pavlovsky, Moscow, USSR

1. In addition to the usual cassiterite ores there were found new types of ores with tin in minerals-concentrators, with polymineral forms and its secondary minerals. In these types of ores cassiterite is either absent or present with other tin minerals of great practical significance, which were poorly known before and discovered for the first time.

2. Ores with tin minerals-concentrators were formed in conditions of high temperatures and a bit raised alkaliescence in connection with autometamorphic albittization of ore-bearing granites or under the influence of remaining solutions on wall carbonic rocks and skarns. Tin is concentrated in iron varieties of recrystallized garnets and pyroxenes amphibole and ludwigite where it is represented by smallest grains of hydrostannates, calcium silicates and cassiterite.

3. Ores with polymineral forms of tin are formed in conditions of average temperatures and high activity relative acid hydrothermal solutions, which makes possible broad development of metamorphism during ore accumulation in different rocks and great diversification of mineral parageneses and forms of a number of elements. Tin in limestones is represented by nordenskiöldine and cassiterite with fluorite-borosilicate mineralization; in dolomites - by gulsite with hondrodite and borosilicate; in aluminosilicate and carbonic rocks - by cassiterite, stannite, franckeite, okertite, tillite with chalcopyrite arsenopyrite-galena-sphalerite mineralization.

4. Ores with secondary tin minerals, which are represented by a new group of different hydrostannates and varlamoffites of variable composition, characterized by even more diverse parageneses, which appeared as a result of transformation of primary ores with sulfostannate, sulfides and borates of tin in condition of different mobility of the elements.

GEOLOGY AND MINERALOGY OF THENARDITE (Na_2SO_4) DEPOSITS
OF BEIDA LAKE, WADI EL-NATRUN, EGYPT

F.M. Nakhla, S.A. Saleh, N.L. Gad, Cairo, Egypt

Beida lake is one of the big lakes occurring in Wadi El-Natrun depression which is located at about 80 km west of the Nile Delta in the northern part of the Western Desert. Area of the lake is about 1.2 km^2 and it is completely dry during July and August. The lake is covered by a superficial layer of rock salt which is usually associated with wind blown sands particularly in its southern parts. The thenardite deposit is lenticular in shape with its longer axis extending for about 1.5 km in the east-west direction, while its shorter axis is extending for about 800 m in the north-south direction. The deposit is overlain by a thin layer of halite and underlain by black clayey material. The thickness of thenardite bed varies within wide limits but it gradually increases from centre of the lake towards the southern and western parts where the deposit ranges from 1.5 to 2.5 m in thickness. Probable reserves of thenardite are estimated to be about 1,100,000 metric tons.

Morphological examination of 120 samples of crystal aggregates revealed that thenardite exhibits unique habits that were not recorded by previous workers who studied other occurrences of thenardite. X-ray powder pattern showed that the diagnostic "d" values are in very close agreement with those of ASTM cards, but intensities of the peaks at 4.63, 3.17, 3.07, 2.78, 2.64, 2.32 and 1.86 \AA are invariably much more pronounced in the case of Beida lake thenardite. DTA proved that the black clayey material which underlies thenardite bed is essentially composed of montmorillonite, hisingerite/nontronite, chlorite, quartz, goethite and organic matter. These minerals were mainly ascertained by their characterendothermic and exothermic peaks.

Data of chemical analysis has thrown much light on frequency of distribution of thenardite, halite, nacholite and trona in various parts of Beida lake. The present investigation was of valuable aid in deciphering paragenesis and probable origin of thenardite deposits of Beida lake in Wadi El-Natrun area.

COMPOSITION AND GENESIS OF A NEW VARIETY OF RARE-EARTH
PHOSPHATE IN THE MONAZITE SERIES

R.A. Nekrasova, I. Ja. Nekrasov, Chernogolovka, USSR

The alluvial deposits of many East Siberian streams are abundant in a rare-earth phosphate which is believed to be of the autigene origin. It is known as "black monazite", "cheralite", "silico-monazite" etc. This mineral is assumed to have originated in the crust of weathering of the Permo-Triassic schists and aleurolites. This "autigenic" phosphate differs from its endogenic counterpart by grain appearance, lower specific gravity (4,0-4,5) and high SiO_2 content (to 13%). For this last reason, the phosphate was been attributed to the series: monazite (TRPO_4)-huttonite (ThSiO_4)-cheralite ($\text{Ca, TR, Th}(\text{PO}_4, \text{SiO}_4)$). As an intermediate member brabantite ($\text{Ca, Th}(\text{PO}_4)_2$) recently discovered by D. Pose, has made it possible to refine the isomorphous sequences: $\text{TR}^{3+} + \text{Th}^{4+}(\text{Kst}) \longrightarrow$
 $\longrightarrow [\text{PO}_4]^{3-} + [\text{SiO}_4]^{4-}(\text{Ans})$ or $(\text{Ca, Th})^{6+} + \text{TR}^{3+} + \text{Th}^{4+}(\text{Kst}) \longrightarrow [\text{PO}_4]^{6-}_2$
 $+ [\text{PO}_4]^{3-} + [\text{SiO}_4]^{4-}(\text{Ans})$. The Ca, TR, and Th contents in the "black monazite" are at variance with the anionic stoichiometry and do not conform to the above isomorphism schemes. Under the microprobe the "black monazite" grains appear as fine aggregates of amorphous SiO_4 immersed into the TR-phosphate matrix of the monazite structure but with a lower Th and higher intermediate rare-earths contents. The aggregates are of the chemogenic-sedimentary origin, their monazite cement must have developed during diagenesis of rare-earth phosphate-siliceous sediments, which has been confirmed by experimental findings: the aqueous phosphate $\text{TRPO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$ precipitates from solutions as a metastable phase and slowly transforms in the monazite even at normal temperature; increasing pressure facilitates the process.

A VANADIUM-RICH MINERAL ASSEMBLAGE ASSOCIATED WITH THE
GOLD TELLURIDE ORE AT KALGOORLIE, WESTERN AUSTRALIA

E.H. Nickel, Wembley, Australia

A facies of the gold telluride-bearing quartz lodes, known locally as "green leader", is characterized by the presence of abundant vanadium minerals. In addition to vanadial muscovite, which is ubiquitous, and responsible for the green colour of the rock, the following vanadium oxide assemblages have been observed: nolanite, nolanite-tivanite, nolanite-vanadial hematite, and tomichite. The vanadial hematite contains up to 41% V_2O_3 , a vanadial tourmaline containing 3% V_2O_3 has also been found.

The vanadium in all these minerals appears to be predominantly in a reduced state (V^{3+}), and it co-exists with Fe^{3+} , contrary to what is expected from the electrode potentials of these ions. This apparently anomalous behaviour is probably due to the contribution of crystal-field stabilization energy of V^{3+} in octahedral lattice sites.

The vanadium is believed to have been extracted from basic rocks by the gold-bearing solutions, and deposited with the gold tellurides in the quartz lodes.

SYNTHESIS AND X-RAY STRUCTURAL INVESTIGATION OF
CADMIUM AND LITHIUM BORATES

E.V. Sokolova, M.A. Simonov, N.V. Belov, Moscow, USSR

Hydrothermal crystallization in two systems $\text{Na}_2\text{O}-\text{CdO}-\text{B}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ and $\text{Li}_2\text{O}-\text{CdO}-\text{B}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$ has been investigated in the temperature range 250 to 450°C. There have been determined the regions of existence of initial components and compounds being formed five of which $\text{Cd}_4(\text{BO}_3)_2$, $\text{CdO} \cdot \text{B}_2\text{O}_3$, $6\text{CdO} \cdot 3\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, LiCdBO_3 (I,II) have been obtained for the first time. The complete X-ray structural investigations (Syntex P1 autodiffractometer) have been carried out for four Cd-borates: $\text{Cd}_4(\text{BO}_3)_2(\text{OH})_2$ ($a=14.019 \text{ \AA}$, $P6_3$, $z=16$, $d_{\text{cal.}}=5.85 \text{ gr/cm}^3$, $R_{\text{hkl}}=5.8\%$), $\text{Cd}_2[\text{B}_2\text{O}_5]$ ($a=6.360$, $b=9.95$, $c=3.540 \text{ \AA}$, $d=90.83$, $\beta=91.96$, $\gamma=105.47^\circ$, $P1$, $z=2$, $d_{\text{cal.}}=5.16 \text{ gr/cm}^3$, $R_{\text{hkl}}=5.2\%$), $\text{LiCdBO}_3\text{-I}$ ($a=8.323$, $c=3.2638 \text{ \AA}$, $P6$, $z=3$, $d_{\text{cal.}}=4.53 \text{ gr/cm}^3$, $R_{\text{hkl}}=3.7\%$), $\text{LiCdBO}_3\text{-II}$ ($a=6.118$, $b=8.486$, $c=5.257 \text{ \AA}$, $d=91.46$, $\beta=89.64$, $\gamma=104.85^\circ$, $J\bar{1}$, $z=4$, $d_{\text{cal.}}=4.51 \text{ gr/cm}^3$, $R_{\text{hkl}}=3.4\%$). A structural analogy between $\text{Cd}_4(\text{BO}_3)_2(\text{OH})_2$ and natural Fetychite carbonate has been revealed; in contrast to all other pyroborates, in the $\text{Cd}_2[\text{B}_2\text{O}_5]$ structure the inversion center is lacking. The coordination number 5 in two LiCdBO_3 modifications which is not typical for Cd is due to the requirement of proportionality of B-O radicals and cation edifices as well as to valent efforts' compensation on anions.

The crystallochemical analysis performed allows the explanation of peculiarities in the phase formation processes in the system under investigation depending on synthesis parameters: temperature, alkali concentration and initial oxide relationship.

ORIGIN OF THE IRON ORES OF KIGEZI AND ANKOLE DISTRICTS -
UGANDA

S. Tosson, Alexandria, Egypt

The iron ores in Uganda occur in three main localities, Kigezi district, Ankole district and the residual deposits associated with carbonatites in East Uganda.

The richest ore occurs in Kigezi district in form of high grade specularite or micaceous hematite with some magnetite crystals. However in the Ankole district there are uneconomic occurrences mainly of siliceous iron ore. The field, mineralogical and geochemical studies indicate that the iron ore of Kigezi district are mainly volcano-sedimentary sequence that has been exposed to varying degrees of metamorphism. The Kibaran orogeny has probably played an important role in the formation and metamorphism of the mentioned ore.

PECULIARITIES IN THE STRUCTURE OF SYNTHETIC ANALOGS OF
PEGMATITE PHOSPHATES

O.V. Yakubovich, E.N. Matviyenko, M.A. Simonov,
N.V. Belov, Moscow, USSR

Rather scant information on crystal chemistry of pegmatite phosphates due to a poor quality of these minerals as well as to physical properties to be expected of many Fe-phosphates stimulated the synthesis and X-ray structural investigation. Analysis of experiments shows that, in most cases, the analogs or varieties of pegmatite phosphates are formed, namely: triphylite $\text{LiFe}[\text{PO}_4]$, zwieselite $\text{Fe}_2[\text{PO}_4]\text{F}$, sarcopside $\text{Fe}_3[\text{PO}_4]_2$, maricite $\text{NaFe}[\text{PO}_4]$, lithium phosphate $\text{Li}_3[\text{PO}_4]$, alluaudite $\text{Na}_2(\text{Fe}_{0,5}^{2+}\text{Fe}_{0,5}^{3+})_2\text{Fe}^{2+}[\text{PO}_4]_3$, lipscombite $\text{Fe}_7^{3+}(\text{Fe}_{0,5}^{3+}\text{Fe}_{0,5}^{2+})_{18}[\text{PO}_4]_{14}(\text{OH})_{24}$. In other words, the parameters of crystallization experiments are, apparently, close to physico-chemical conditions of natural pegmatite phosphate formation, whereas the quality and dimensions of crystals obtained allows the comprehensive investigation of synthetic specimens.

The structures of the following synthetic minerals have been investigated: triphylite, zwieselite, alluaudite, lipscombite as well as $\text{Na}_{2-x}\text{Zn}_x\text{Fe}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_{2-x}\text{O}_x$, $\text{KFe}[\text{PO}_4]\text{F}$, $\text{KFe}_4[\text{PO}_4]_3$. Comparison of crystal structures of natural and synthetic Fe phosphates has been made as well as similarities and differences in their structures revealed. As established, in all the structures one can separate out the chains formed of alternating Fe-octahedra and P-tetrahedra linked via common vertices. An increment of one P-tetrahedron and one Fe-octahedron defines the parameters of the unit cell structure.

CHEMISTRY OF MANGANESE DEPOSITS FROM THE OLONOS-PINDOS
GEOTECTONIC ZONE (GREECE).

S.P. Varnavas, Patras and A.G. Panagos, Athens, Greece

Manganese deposits, being associated with cherts, in the Olonos-Pindos geotectonic zone, Greece are studied in terms of major and trace element distribution. Manganese ore samples from a considerable number of sites are analysed for Mn, Fe, Ni, Co, Pb, Zn, Cu, Cr, Ba, Ca, Al and Si. Comparison of the chemistry of these deposits with that of manganese deposits occurring in various present day environments helps in deducing the process of their formation.

The Olonos-Pindos manganese deposits are characterized by high Mn/Fe ratios, high Si/Al ratios and low concentrations of trace metals such as Ni, Co, Pb, Zn, Cu etc. These features are easily recognized in present day marine manganese deposits associated with submarine hydrothermal activity, such as the GALAPAGOS deposits in the eastern Pacific, the TAG and the FAMOUS manganese deposits on the Mid Atlantic Ridge. In addition, the chemistry of the Olonos-Pindos manganese deposits is similar to that of known volcanic-sedimentary manganese deposits found on land. Although the manganese deposits studied are not associated with volcanic rocks it seems likely that submarine hydrothermal activity is the main process being responsible for their formation.

The low concentration of Fe is a result of the fractionation of Mn from Fe, a process which often takes place in present day submarine hydrothermal systems. The depletion of trace metals in the deposits is due to the rapid precipitation of the manganese phases, which prevents scavenging from seawater and /or to the low concentrations of trace metals in the hydrothermal exhalations.

An attempt is made here to separate chemically the various phases present in each deposit and to determine the proportional distribution of metals in each phase.

Секция 2. Морфология и рост кристаллов

Section 2. Morphology and Growth of Crystals

THE UNIVERSITY OF CHICAGO
DEPARTMENT OF CHEMISTRY
5555 S. UNIVERSITY AVENUE
CHICAGO, ILLINOIS 60637
U.S.A.

MEMORANDUM FOR THE RECORD
DATE: [illegible]
SUBJECT: [illegible]

[The following text is extremely faint and largely illegible. It appears to be a detailed report or memorandum, possibly describing a chemical synthesis or experimental procedure. Key words that are faintly visible include 'reaction', 'product', 'yield', and 'analysis'.]

ANALYSIS: [illegible]
CONCLUSION: [illegible]

[The following text is also extremely faint and largely illegible. It appears to be a summary or conclusion section of the memorandum, possibly mentioning 'conclusion', 'recommendations', and 'future work'.]

УЛЬТРАСТРУКТУРЫ ГЛАУКОНИТСОДЕРЖАЩИХ МИКРОКОНКРЕЦИЙ И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

З.В. Бородаевская, Новосибирск, СССР

Для изучения ультраструктуры глауконита широко применяется метод электронной сканирующей микроскопии. Цель данной статьи - показать отражение минерального состава и процессов вторичного преобразования на некоторых особенностях ультраструктур зерен глауконита.

1. Различаются трещины синерезиса и трещины растворения и/или раскалывания глауконитсодержащих микроконкреций.

2. Микроконкреции глауконита /со следяной структурой 1М/ не содержат первичных трещин синерезиса. Зерна с разбухавшей фазой /смешаннослойное образование/ имеют поверхность, покрытую сетью мелких трещин синерезиса, связанных с усыханием коллоидов и растрескиванием геля, образующие "капустовидные" агрегаты кристаллитов.

3. При химическом изменении развивается микротрещины растворения глауконита /в том числе со следяной структурой 1М/ и образуются трубчатые, "решетчатые" и сотовидные агрегаты кристаллитов, которые по мере нарастания интенсивности изменения, углубляются и расширяются. Трубчатые агрегаты укрупняются, а само зерно приобретает такyroобразную или блочную поверхность.

4. Вторичные процессы изменения глауконитсодержащей породы /перекристаллизация, доломитизация, раздоломичивание и т.д./ приводят к разрушению зерен глауконита и к замещению их другими минералами.

МОРФОЛОГИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ИНДИВИДОВ И ОНТОГЕНЕЗА АГРЕГАТОВ

Р.Л. Бродская, Ленинград, СССР

Условия и кинетика формирования горных пород определяют характер взаимоотношений слагающих их минеральных зерен. Изучение структуры минерального агрегата предполагает исследование внутренних границ, их площади, протяженности, микротопографии и ориентировки в пространстве и относительно кристаллографических осей минеральных зерен. Границы минеральных индивидов - суть их морфология - отражают определенный этап становления агрегата в целом и локальные условия роста индивида в агрегате, а также меру равновесности горной породы.

Отчетливо выраженный идиоморфизм зерен одного минерального вида на фоне ксеноморфизма другого свидетельствует о неравновесных условиях формирования минерального агрегата, об отсутствии процессов самоорганизации в нем, т.е. о начальных этапах в онтогенезе горной породы.

В энергетически равновесном минеральном агрегате, претерпевшем перекристаллизацию, положение границ минеральных индивидов обеспечивает равенство поверхностных энергий в направлении общих границ, плоскостей соприкосновения. В этом случае морфология минеральных зерен характеризуется наличием в ограничении высокоэнергетичных граней с высокими симболами, а весь агрегат - сбалансированными границами, уравнивающими свободную внутреннюю энергию. Это - свидетельство "зрелого" этапа онтогенеза горной породы.

Форма минеральных индивидов подчинена и обязана тенденции энергетического равновесия в агрегате, стремлению зеренного ансамбля минимизировать свободную энергию, что соответствует различным стадиям онтогенетического развития минеральных агрегатов.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОНАЛЬНОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ ИНДИВИДОВ

В.Н. Каликов, Сыктывкар, СССР

Важной задачей современной минералогии является изучение зональности индивидов и агрегатов минералов как динамической характеристики условий минералообразования. Нами разработана методика количественного анализа зональности минералов. Графическое изображение и количественные характеристики зональности получаются с помощью автоматических регистрирующих систем /денситометр/, подключенных к ЭЭМ.

Зональность /Z/ характеризуется системой параметров: частотой ритмичности F, амплитудой A, крутизной активации K', крутизной релаксации K'', мощностью зоны λ , числом порядков зональности m. По совокупности параметров A, K', K'', λ , по их характеру изменения определяется тип зональности. Определены критерии выделения зональностей различного порядка из сложной зональности. В общем случае зональность минерала складывается из суммы зональностей различных порядков Zi:

$$Z = \sum_{i=1}^m Zi (F, A, K', K'', \lambda).$$

Графический анализ зональности по признаку подобия отдельных элементов позволяет проводить синхронизацию событий, связанных с формированием пространственно разобщенных минеральных индивидов.

О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ, ФИКСИРУЕМОЙ В КРИСТАЛЛАХ
БЕРИЛЛА /ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ/
В.А. Кляхин, Новосибирск, СССР

Особенности химического состава и структурно-морфологического строения кристаллов являются источниками генетической информации. Изучение природных и выращенных в гидротермальных условиях кристаллов берилла показало, что ими могут быть валентное состояние и структурное положение Cr, V, Fe, Ti, Mn, Ni, Cu, которые позволяют оценивать режим P_{O_2} . На содержании H_2O в берилле влияет давление воды в системе /Такубо, 1977; Родионов, Павличенко, 1980/, а изоморфные замещения Be, Al, Si указывают на их относительную активность в системе /Шацкий и др., 1981/. Внутреннее строение кристаллов и характер распределения элементов-примесей является источником информации о стабильности условий отложения и вероятных причинах их изменения.

Однако, при интерпретации полученных данных следует учитывать, что, в свою очередь, валентное состояние катионов, характер изоморфизма, концентрация изоморфных примесей зависят от ряда других факторов. Так, отмечено, что щелочные катионы расширяют поле вхождения катиона с низкой валентностью в область более высоких значений P_{O_2} . Концентрация примесей и их структурное положение в берилле может зависеть от температуры кристаллизации, радиационного облучения, кристаллографического направления роста, скорости роста, P_{O_2} .

Поэтому оценка параметров кристаллизации должна быть результатом сопоставления всего комплекта полученной от кристалла информации и учёта буферизирующей роли вмещающих пород.

ОБЪЯСНЕНИЕ РОСТОВОГО ДВОЙНИКОВАНИЯ С ПОЗИЦИЕЙ ЭПИТАКСИИ

О.Г. Козлова, Москва, СССР

На основании морфологогенетического анализа кристаллов, выполненного на кристаллохимической основе, с использованием поляризационной, электронной микроскопии и фазового контраста, показан механизм влияния температуры, химизма и переохлаждения среды кристаллизации на образование двойников роста. При воздействии определенных условий роста на кристалле формируется конкретный пояс граней, служащих активной основой для приложения кристаллов в двойниковой ориентации. Исследование двойникования состоит из теоретического определения структурной предпосылки к двойникованию - пояса граней двойникового срастания индивидов, и экспериментального подбора условий роста, порождающих этот пояс.

У кварца поясом граней двойникования по бразильскому закону служит косой пояс $[111]$, развивавшийся в условиях слабо щелочных гидротермальных растворов. Скрученные кристаллы кварца Приполярного Урала и Швейцарии представляют собой пример бразильских двойников срастания зародышевых кристаллов.

Для кристаллов слюды характерен пояс граней $[001]$ двойникового срастания индивидов по следяному закону, получившему кристаллохимическое обоснование. В определенном интервале переохлаждений этот пояс представлен серией ромбических призм $\{hk0\}$, по граням которого проходят границы двойников.

Объяснение ростового двойникования с позиций эпитаكсии снимает ряд вопросов о формировании гофрированных полостей газовых или газовой-жидких включений в кристаллах /в двойниковых швах срастания индивидов/.

МОРФОЛОГИЯ И АНАТОМИЯ КРИСТАЛЛОВ МИНЕРАЛОВ ЖИЛ АЛЬПИЙСКОГО
ТИПА И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Д.В. Корнилов, Миасс, СССР

Изучена морфология и анатомия кристаллов ряда минералов /кварца, кальцита, адуляра, апатита и др./ жил альпийского типа Урала. Установлена связь между сменой морфологии кристаллов ряда минералов и сменой минеральных парагенезисов. Предложена схема стадийности минералообразования в жилах альпийского типа. Изучение химизма минералов позволило установить, что жилы формировались как открытые системы со значительным приносом натрия, калия, бария, летучих компонентов. Смена морфологии минеральных индивидов и парагенезисов минералов во времени связана с изменением /резким или постепенным/ состава минералообразующих растворов.

МОРФОМЕТРИЯ КРИСТАЛЛОВ КВАРЦА

С.К. Кузнецов, П.П. Бхтагов, Сиктыякар, СССР

Морфометрия кристаллов кварца заключается в измерении элементов их формы с целью ее полного количественного описания. Основными метрическими параметрами кристаллов служат коэффициенты асимметрии, псевдогексагональности, скрученности.

Путем морфометрии установлено, что скрученность кристаллов кварца - это не экзотическое явление как считалось ранее, а обязательный элемент их строения. Степень скрученности прямо пропорциональна степени псевдогексагональности. На основе экспериментальных данных рассчитана зависимость степени псевдогексагональности от степени пересыщения растворов кремнеземом, описываемая уравнением:

$$\Delta C = \frac{K_{ps} b_1 - b_2}{K_{ps} c_1 - c_2}$$

Использование морфометрических параметров как элементов минералогического картирования позволило выявить зональность ряда хрусталеносных объектов Урала, выражающуюся, в частности, в том, что по направлению от внутренних зон к внешним происходит статистическое возрастание степени псевдогексагональности кристаллов кварца. Изменение степени псевдогексагональности отражает изменение строения и состава кристаллов кварца. Чем выше степень псевдогексагональности, тем выше неоднородность кристаллов кварца вследствие мозаичности и наличия добинейских двойников и ниже содержание элементов примесей.

Морфометрия кристаллов кварца создает основу для количественной оценки параметров состояния минералогенетической среды и для выяснения природы месторождений. Она также служит эффективным методом выявления закономерностей пространственной дифференциации качества кристаллосырья.

МОРФОЛОГИЯ КРИСТАЛЛОВ БЕЗВОДНЫХ БОРАТОВ

Н.И. Леоник, Л.И. Леоник, Москва, СССР

С использованием метода Вульфа-Делоне рассчитаны и построены теоретические габитусы для всех известных к настоящему времени кристаллов 380 безводных боратов с установленной метрикой решетки и сопоставлены с наблюдаемыми формами. Вполне удовлетворительное в подавляющем большинстве случаев их соответствие подчеркивает главенствующее положение геометрии внутреннего строения над другими факторами.

Показано, что для кристаллов сложного состава, особенно ортоборатов с крупными катионами, которые играют ведущую роль в формировании структур, оценка зависимости ограничения от внутреннего строения и состава вполне корректна при учете лишь крупных /тяжелых/ катионов. Особое значение это имеет для интерпретации различий в морфологии кристаллов изоструктурных серий. Крупные катионы, как правило, ответственны за гиперморфию кристаллов.

На примере большой группы боратов продемонстрировано влияние на морфологию кристаллов состава, строения, свойств кристаллизационной среды и захватываемых структурных примесей.

Рассчитаны наиболее вероятные теоретические габитусы кристаллов ряда безводных боратов с неохарактеризованной морфологией.

ИЗУЧЕНИЕ ЗАВИСИМОСТИ СВОЙСТВ КРИСТАЛЛОВ
МЕТАСИЛИКАТОВ ОТ УСЛОВИЙ ЗАРОЖДЕНИЯ И РОСТА

А.В. Мананков, Томск, СССР

Представлены результаты исследований механизмов и кинетики зарождения и роста кристаллов в системе $Di-Ep-Wol$ при 1 атм из соответствующих расплавов и стекол.

Зависимость длительности индукционного периода и "равновесной" вязкости от температуры приближается к линейной, что указывает на активационный характер стадии зарождения. Детально исследована метастабильная ливкация в субсолидусной области, показано, что она носит черты механизма спинодального распада. Зародышевые фазы по сравнению с окружающим расплавом недосыщены Si и обогащены Ca . Рост кристаллов осуществляется преимущественно вдоль направлений $[001]$, с которыми совпадают наиболее ковалентные связи $Si-O-Si$. Вдоль них происходит наибольший теплоотвод, что и определяет морфологию роста. Скорость роста кристаллов описывается линейной и степенной функциями.

Вблизи угла Wol в интервале $1200-900^{\circ}C$ из расплавов преобладает объемная кристаллизация метастабильного $\alpha-CaSiO_3$, а из переохлажденного состояния /стекла/ более вероятен поверхностный рост стабильного $\beta-CaSiO_3$ по правилу ортотропиязма. Скорость кристаллизации во втором случае растет с температурой и в интервале $1000-1120^{\circ}C$ увеличивается в 1,6 раза. $E_{кр} = 15$ ккал/моль. В присутствии 3-5 вес.% NaF увеличивается скорость диффузии в расплаве, что способствует раскручиванию кольцевых групп $Si-O$ тетраэдров в цепи и кристаллизации

$\beta-CaSiO_3$. Максимальные значения механической прочности имеют кристаллы $\beta-CaSiO_3$ с добавками W , ZnO и Cr_2O_3 .

АНАТОМИЯ КРИСТАЛЛОВ КВАРЦА - ВОЗМОЖНЫЙ КРИТЕРИЙ ПРОИСХОЖДЕНИЯ
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ЖИЛ

В.И. Павлишин, Киев, СССР

1. Рассмотрение гидротермальных жил с точки зрения постмагматической гипотезы предполагает формирование хрусталоносной минерализации в позднешелочную стадию дифференциации постмагматических растворов. Этому случаю соответствует определенная анатомия кристаллов кварца. Ее главная особенность: преобладание дымчатых /"щелочных", центры окраски $Al-O^-Na$ / пирамид роста на ранней, нередко средней стадии образования кристаллов, а цитриновых /менее "щелочных" пирамид, центры окраски $Al-O^-Li, H$ / - на завершающей. Аналогичные кристаллы встречаются также в гидротермальных образованиях пегматитов магматического происхождения.

2. В природе встречаются также гидротермальные жилы, содержащие кристаллы кварца с "обратной" цитриново-дымчатой зональностью. Детальное изучение вclusions, структурной и примесной дефектности, термолюминесценции и природы окраски разноокрашенных пирамид роста этих кристаллов позволило сделать следующий вывод: данные образования не являются ни типичными жилами постмагматической природы, ни типичными жилами метаморфогенного происхождения. По изотопным данным /Корчемарин и др., 1976/, доля примесных метеорных вод к евентальным в данной ситуации могла достигать 50 %.

ПАРАГЕНЕЗИС ФОРМ И СКУЛЬПТУР ГРАНЕЙ КРИСТАЛЛОВ МИНЕРАЛОВ
В.А. Попов, Миасс, СССР

Агрегаты минералов, образовавшихся совместно и одновременно, обнаруживают какие-либо соответствия состава и формы разных минералов друг другу. При последовательном образовании минералы обычно не имеют такого соответствия. На основе соответствия состава минералов в парагенезисах /сингенезисах!/ разработан общеизвестный парагенетический анализ минералов, а на основе соответствия форм - морфологический анализ минералов.

Кроме соответствия формы, в природных парагенезисах наблюдается соответствие синхронных скульптур на гранях разных простых форм как одного, так и разных минералов.

Обнаружение какого-либо морфологического /и химического/ соответствия требует весьма точного установления синхронности событий на кристаллах совместно находящихся минералов.

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА И ПАРАГЕНЕЗИС ЭШНИТА В
ПЕГМАТИТАХ ИЛЬМЕНСКИХ ГОР

В.И. Попова, Миасс, СССР

Эшнит впервые открыт в Ильменских горах в 1825 г. И. Менге. Сейчас он найден в разных пегматитах Ильменских гор - в древних гранитных /~435 млн.л./, щелочных /полевошпатовых миаскитовых, корундово-полевошпатовых; 270-280 млн.л./ и молодых гранитных пегматитах, в т.ч. амазонитовых /240 млн.л./.

Эшнит встречается в виде столбчатых кристаллов, вытянутых по оси [001]: в гранитных пегматитах удлинение кристаллов ~2:1, в щелочных - 4:1. В древних гранитных пегматитах он встречен в парагенезисе с микроклин-пертитом и биотитом, в щелочных пегматитах - с цирконом, магнетитом, альбитом, акцессорными монацитом и минералами группы пироклора, в молодых гранитных пегматитах - с кварцем, полевыми шпатами, иногда с бетафитом.

По составу эшниты Ильменских гор представлены двумя разновидностями: 1/ обычные эшниты /в древних гранитных и щелочных пегматитах/ с содержанием, вес.% Nb_2O_5 29-36; Ta_2O_5 0,7-2; TiO_2 16-28; ThO_2 10-25; TR 20-28 /по 25 пробам/; состав TR существенно цериевый, причем по взаимосвязи TR к "цериевой" группе относятся La Gd; 2/ бедные Th и богатые Nb эшниты /линдокиты/ - в молодых гранитных неамазонитовых пегматитах; вариации состава, вес.%: Nb_2O_5 39-45; Ta_2O_5 3-4; TiO_2 12-20; ThO_2 3-8; TR 16-24 /по 13 пробам/; в составе TR также преобладает "цериевая" группа La Nd, характерны также повышенные содержания Y, Dy, Ho, Er.

В эшнитах щелочных пегматитов выявлена зональность состава. Некоторые кристаллы с периферии замещены агрегатом титанина и колумбита.

КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЯ ПАРАТЕЛЛУРИТА

В.И. Пополитов, Р.М. Алиев, А.Я. Шапиро, Москва, СССР

Парателлурит в последнее время стал привлекать особое внимание благодаря открытию его уникальных физических свойств. Тем не менее кристаллогенезис этого минерала систематически не изучен; в существующей литературе нет данных по его кристалломорфологии.

Анализ атомного строения элементарных слоев роста возможных граней парателлурита и вычисление их относительной атомной плотности дает следующий ряд простых форм для теоретического морфологического аспекта /ТМА/ его кристаллов: $\{101\}$, $\{111\}$, $\{110\}$, $\{102\}$, $\{112\}$, $\{100\}$.

ТМА проверен специальными экспериментами по гидротермальному выращиванию кристаллов парателлурита в гомогенной и двухфазной области "газ-жидкость" с использованием в качестве растворителя водного раствора HCl при температуре $95-200^\circ\text{C}$.

В ограничении выращенных кристаллов принимают участие $\{110\}$, $\{101\}$, $\{111\}$, $\{102\}$, а облик их почти всегда определяется экспериментально установленным соотношением скоростей роста граней $V_{102} > V_{101} > V_{110}$, что находится в хорошем согласии с данными теоретического анализа. Вместе с тем эксперименты показали частичное изменение степени относительного развития указанных форм, весьма незначительную роль в реальном габитусе кристаллов формы $\{111\}$ и полное отсутствие на них $\{100\}$ и других форм с простыми индексами.

Эти особенности кристалломорфологии парателлурита обобщаются по данным анализа тонких особенностей атомного строения элементарных слоев роста указанных граней /с учетом характера связей/ и экспериментальному изучению кинетики их роста в различных условиях.

КОНЦЕНТРАЦИОННОЕ ПОЛЕ РАСТУЩЕГО КРИСТАЛЛА

В.И. Ракин, А.М. Асхабов, В.А. Петровский, Сыктывкар, СССР

Методами голографической интерферометрии, муаровых полос и теневых проекций изучена роль кристалла в концентрационной и гидродинамической организации среды в околочристалльном пространстве.

Установлено, что в процессе роста вокруг кристалла в соответствии с кинетическими характеристиками растущих граней и физическими параметрами среды /раствора/ формируется характерная область концентрационных изменений - концентрационное поле /КП/ кристалла, которое наряду с индивидуальными характеристиками кристалла определяет кинетику роста и морфологическую устойчивость кристалла.

В пределах КП концентрация раствора увеличивается с удалением от растущей поверхности. Градиент концентрации максимален на некотором расстоянии от кристалла. Кроме всего прочего градиент концентрации зависит от размера кристалла. На концентрацию вещества на поверхности кристалла и в КП оказывает влияние выделяющаяся в процессе роста теплота кристаллизации. Кинетика роста и процессы массопереноса задаются градиентами концентрации в КП. Кинетические флуктуации в росте кристаллов и концентрационные пульсации в КП взаимосвязаны.

Пространственно-временная эволюция КП зависит от ряда факторов, в том числе от гравитации. Под действием силы тяжести меняется форма изоконцентрационных линий вокруг кристалла и градиенты концентрации в КП. Значения градиентов в КП несут информацию о соотношении диффузионных и конвективных потоков в массопереносе.

Полученные для различных условий графики изменения и распределения концентрации раствора вокруг кристалла характеризуют динамику и статику КП. Показано, что в условиях коллективного роста "дальнодействие" кристалла осуществляется посредством КП.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ГАБИТУСА КРИСТАЛЛОВ
БЕРИЛЛА И ФЕНАКИТА В ГАЗОТРАНСПОРТНЫХ УСЛОВИЯХ
А.Я. Родионов, Новосибирск, СССР

Кристаллизация берилла и фенакита из газовой фазы проводилась в ампулах из кварцевого стекла футерованных С при температуре в зоне растворения $T_1/1100^\circ\text{C}$, остаточном давлении в ампуле $P_{\text{ост}}/10^{-1}-10^{-2}$ ГПа, градиенте температур между шихтой и зоной кристаллизации $\Delta T/5-120^\circ\text{C}$.

Исходная шихта: берилл, фенакит, оксиды Be, Al и Si, галогениды различного состава. Величину общего пересыщения и по каждому компоненту в отдельности $\Delta P_{\text{Al}_2\text{O}_3}$, ΔP_{SiO_2} , ΔP_{BeO} регулировали добавлением оксида Be, Al, Si к исходному бериллу или фенакиту, изменением ΔT , а также размером фракции и количеством оксидов в синтезной схеме.

Показано, что изменение габитуса кристаллов фенакита от изометрического до длиннопризматического определяется величиной ΔP_{BeO} относительно ΔP_{SiO_2} . С ростом ΔP_{BeO} при низком ΔP_{SiO_2} или при одновременном увеличении ΔP_{BeO} и ΔP_{SiO_2} образуются все более призматические кристаллы фенакита вплоть до вискерсов. Ограничение кристаллов фенакита остается постоянным: призма $\{10\bar{1}0\}$ и ромбоэдр $\{11\bar{2}1\}$. Для берилла, в условиях низкого ΔP_{SiO_2} увеличение $\Delta P_{\text{Al}_2\text{O}_3}$ относительно ΔP_{BeO} в области мономинеральной кристаллизации берилла вызывает переход от кристаллов сплюснутого к кристаллам призматического габитуса. Одновременное увеличение $\Delta P_{\text{Al}_2\text{O}_3}$, ΔP_{BeO} , ΔP_{SiO_2} за счет ΔT при перекристаллизации берилла не приводит к изменению габитуса кристаллов и их ограничения. Кристаллы берилла образованы только гранями призмы $\{10\bar{1}0\}$ и пинокоида $\{0001\}$.

Химический состав кристаллов берилла и фенакита различного габитуса близок к теоретическому, параметры элементарной ячейки не отличаются, а содержание примесей меньше 0,05 вес.%. Предполагается, что кинетические ограничения обуславливают анизотропию скоростей роста габитусных граней берилла и фенакита в условиях избытка одного из компонентов.

ВЫРАЩИВАНИЕ КРИСТАЛЛОВ ОКРАШЕННЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ БЕРИЛЛА
МЕТОДОМ ХИМИЧЕСКИХ ГАЗОТРАНСПОРТНЫХ РЕАКЦИЙ /ХГТР/

А.Я. Родионов, Г.В. Букин, Новосибирск, СССР

Методом ХГТР в системах с галогенидами выполнена кристаллизация бериллов, окрашенных ионами Cr, V, Ti, Co, Ni, Mn, Fe, Cu. Эксперименты проводились с шихтой природного берилла, оксидами Be, Al, Si, элементов-хромофоров в ампулах из кварцевого стекла, футерованных С и в металлических контейнерах при остаточном давлении в системе 10^{-1} Па - 10^{-1} МПа и температурах в зоне растворения 1000-1150°C.

В синтезной схеме и при перекристаллизации берилла выращены спонтанные кристаллы размером 5x5x5 мм. Кристаллы образованы гранями призмы {1010} и пинакоида {0001}. Характерно наличие твердо-газовых включений, расположенных по залеченным трещинам. Иногда присутствуют включения кристаллов фенакита, хризоберилла и β -тридимита. Средняя линейная скорость роста спонтанных кристаллов составляет 0,1-0,15 мм/сутки.

Выращены бесцветные бериллы /сумма примесей меньше 0,05 вес.% / голубовато-зеленые Cr-содержащие бериллы /0,2-3 вес.% Cr_2O_3 /, травяно-зеленые V-содержащие бериллы /0,2-4 вес.% V_2O_5 /, зеленые Ni-содержащие бериллы /0,1-1 вес.% Ni_2O_3 /, голубые Fe-содержащие бериллы /0,1-3 вес.% Fe_2O_3 /, сиреневые Ti-содержащие бериллы /0,1-2 вес.% TiO_2 /, розовые Mn-содержащие бериллы /0,1-1 вес.% MnO/ красные Co-содержащие бериллы /0,1-1 вес.% CoO/, бирюзовые Cu-содержащие бериллы /0,1-2 вес.% CuO/. Отсутствие воды, щелочных металлов и посторонних примесей позволило оценить зависимость максимального показателя преломления n_o' и параметров элементарной ячейки от содержания отдельных хромофоров в берилле. По данным ЭПР, химического состава бериллов и характера влияния отдельных примесей на параметры элементарной ячейки определены основные схемы изоморфных замещений в окрашенных газотранспортных бериллах.

ОНТОГЕНИЯ И АНАТОМИЯ ПРИРОДНЫХ МАГНЕТИТОВ

В.Н. Сергеев, Томск, СССР

Достоверность и объем генетической информации, выявление минералогических критериев для решения прикладных и научных проблем в значительной мере связаны с развитием онтогении минералов.

Выявлен новый тип метаморфогенных сферолитов, история и механизм их преобразования из зонально-секториальных индивидов в моно- или -полиминеральные агрегаты. В зависимости от анатомического строения, свойств окружающей среды, характера динамической нагрузки и истории существования индивида выделяются типы закономерных объемно-телесных узоров пластической деформации. Обнаружены оригинальные блоковые — скелетные — расщепленные с параллельно-шестоватыми субиндивидами постройки магнетита, являющиеся переходными образованиями между индивидом и агрегатом — "супериндивидами". На титано-магнетите прослежено развитие структур распада твердых растворов от тканевых до диффузионно-ритмичных. Обсуждаются морфогенетические типы первичных и метаморфизованных до полной перекристаллизации агрегатов магнетита.

Исследованный материал подтверждает, что отсутствие топоанатомического фона, высокой локальности и прецензионности анализов химического состава и физических свойств приводит к "валовым" результатам, априорности суждений минералогической термо- и -барометрии; размывается контрастность содержаний и распределения ассортимента примесей, гетерогенность свойств син- и -эпигенетических элементов анатомического строения; исключается из генетических построений история минерала, разрушается корректность в трактовке связей химических и физических особенностей /электрических, магнитных, механических и др./ индивидов с их эволюцией и т.д.

ОПТОГЕНИЯ НЕКОТОРЫХ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ ИМПАКТИТОВ И КИМБЕРЛИТОВ

В.И. Татаринцев, Киев, УССР

В брекчиях ряда астроблем /?/ и кимберлитовых трубок СССР встречаются стеклянные и полиминеральные закаленные частицы /сферулы, шарики, пластинки и др./, сходные между собой по морфологии, внутреннему строению, минеральному составу, химизму и другим признакам. Среди них наиболее широко распространены частицы трех типов.

1. Магнитные зонально-концентрические сферулы, сложенные от ядра к периферии ферритом с эмульсионной вкрапленностью иоцита, иоцитом, магнетитом и гематитом.

2. Слабomagнитные шлаковидные частицы, представленные стеклом, содержащим скелетные и дендритные, часто зональные, кристаллы Mn-армоколита, Mn-ильменита и Mn-ульвошпинели и шаровидные выделения феррита. Эти минералы образуются в последовательности: армоколлит + феррит → ильменит /⁺ рутил/ → ульвошпинель. В некоторых частицах зафиксированы оплавленные реликты ксеногенных зерен рутила, ильменита и магнетита, замещенные по периферии, соответственно, Mn-армоколлитом, Mn-ульвошпинелью + ферритом и Mn-магнетитом + ферритом.

3. Немагнитные прозрачные сферулы рентгенаморфного стекла.

Частицы обычно пористые, газонасыщенные, нередко находятся в сростках друг с другом и проявляет структуры ликвации. Для их химического состава характерны следующие основные особенности: самородное железо химически чистое, с низким содержанием примесей; окисные рудные минералы и вмещающие их стекла обогащены марганцем /до 5-20% MnO/, не содержат Fe³⁺; стекла безводные.

Проведенные исследования позволяют заключить, что описанные частицы, несмотря на различное происхождение вмещающих их брекчий, формировались в близких условиях: из высокотемпературных расплавов при очень низкой f_{O_2} , высокой a_{Mn} и быстром охлаждении.

ЗАВИСИМОСТЬ СТРУКТУРЫ, МОРФОЛОГИИ И ОСОБЕННОСТЕЙ РОСТА
КРИСТАЛЛОВ НЕОДИМ-АЛЮМИНИЕВЫХ ОРТОБОРАТОВ - НОВЫХ ВЫСОКО-
КОНЦЕНТРИРОВАННЫХ ЛАЗЕРНЫХ МАТЕРИАЛОВ - ОТ УСЛОВИЙ
КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Т.И. Тимченко, А.В. Пашкова, А.В. Азизов, Москва, СССР

Неодим-алюминиевый ортоборат /НАБ/ является новым высококонцентрированным материалом для лазерной техники. Термическая стойкость, хорошие лазерные характеристики выдвигают его в число наиболее перспективных кристаллов.

В работе приведены результаты исследования условий кристаллизации неодим-алюминиевого ортобората в системе $Nd_2O_3 - Al_2O_3 - B_2O_3 - K_2Mo_3O_{10}$. Изучено фазообразование в данной системе в широком диапазоне температур, концентраций кристаллизующего бората и растворителя, а также выявлены области монофазного роста НАБ. Установлено существование двух структурных модификаций этого ортобората и определены условия их образования. Для наиболее устойчивой модификации - изучена температурная зависимость растворимости в расплавах растворителей различного состава. Выявлено, что содержание редкоземельного оксида Nd_2O_3 в системе определяет изменение фазообразования, появление структурной модификации, растворимость и морфологию кристаллов НАБ. На основе структур кристаллизующихся фаз и данных ИК-спектроскопии застеклованных растворов-расплавов предложена возможная "структура" кристаллизационной среды и показано ее влияние на процесс роста кристаллов НАБ.

Комплекс проведенных исследований позволил впервые получить кристаллы НАБ размером до 3 см^3 пригодные для изучения физических свойств.

МОРФОЛОГИЯ КРИСТАЛЛОВ МЫШЬЯКА, ВЫРАЩЕННЫХ МЕТОДОМ
НАПРАВЛЕННОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

О.Н. Толстых, Новосибирск, СССР

Кристаллы мышьяка были получены методом Бриджмена-Стокбаргера в кварцевых ампулах /диаметр ампулы 20 мм при толщине стенок 1,5-2 мм/.

Практически для всей поверхности слитка на контакте с кварцевой трубкой характерно образование индукционных поверхностей с хорошо выраженной штриховкой. Кристаллы мышьяка в конечной части слитка оказываются ограничены. Головки кристаллов образованы гранями многочисленных положительных и отрицательных ромбоэдров, пинакоидом и гексагональной призмой /10 $\bar{1}0$ /.

Грани пинакоида легко идентифицируются по положению трещин на поверхности слитка /проявление совершенной спайности по 0001/. Серии многочисленных ромбоэдрических граней дают горизонтальную комбинационную штриховку, параллельную оси второго порядка. В этих зонах положительные ромбоэдры переходят через грань гексагональной призмы в отрицательные, при этом наклон граней от нескольких минут до нескольких градусов.

Методом термического травления и визуально оценена степень монокристалличности слитков. Отмечены как блочные, мозаичные кристаллы, так и монокристаллы. Устанавливается зависимость степени монокристалличности головок кристаллов от формы носика кристаллизационной трубки, где происходила начальная кристаллизация слитка. Рассмотрена связь степени монокристалличности с данными измерений остаточного сопротивления кристаллов.

Предполагается, что рост кристаллов мышьяка происходит путем разрастания гранных форм, а не из газовой фазы как это утверждают Weisberg L.R., Selmer P.R. (1963).

Отмечено выделение примесных материалов в виде мелких кристаллов /до 3-х мм/ - As_2O_3 /арсенолит/, As_4S_4 и As_2S_3 /реальгар, аурипигмент/.

РОСТ КРИСТАЛЛОВ ПРИ ВЫСОКИХ ПЕРЕПАДАХ ТЕМПЕРАТУРЫ И ДАВЛЕНИЯ
В.И. Труфанов, С.А. Куршев, Э.Р. Майский, А.Т. Ушак,
Ростов-на-Дону, СССР

С целью изучения особенностей роста кристаллов при высоких перепадах температуры и давления проведены эксперименты по синтезу минералов в условиях взрывообразного изменения термодинамических параметров флюидных систем в интервале давлений от 100 МПа до 10^{-3} Па при температурах от 450 до 20°C. Конструкция установки, применявшейся в этих исследованиях, обеспечивала создание в среде кристаллизации локальных участков с градиентами давления до $10^5 - 10^6$ крат и температуры в пределах от 80 - 100 до 1100 - 1200°C. В качестве исходных материалов использовались природные образцы кварца, кальцита, галита, сульфидов свинца, цинка, железа и меди. Растворителем служили вода или слабощелочные и слабокислые водные растворы.

Получены кристаллы и поликристаллические агрегаты минералов кремнезема, сульфидов свинца, цинка, меди и железа, карбонатов, галондов, характеризующиеся появлением высокоэнергетических модификаций /китит, коэсит и др./, блочно-мозаичным строением индивидов, широким развитием граничных и скелетных форм, вискеров, а также аномально высокими линейными скоростями кристаллизации /до 8 - 10 мм/сек /. Установлено, что большинство новообразованных продуктов находится в метастабильном состоянии и в дальнейшем самопроизвольно распадается с периодом релаксации от нескольких часов до 1,5 - 2 месяцев, переходя в стабильные низкоэнергетические модификации.

Результаты экспериментов позволяют сделать вывод, что в условиях развития в среде кристаллизации высоких термобароградиентных полей доминирующим является кавитационно-кластерный механизм роста кристаллов.

СПИРАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ КРИСТАЛЛОВ ГАЛЛУАЗИТА КАК
СЛЕДСТВИЕ ИХ РОСТА НА РАДИАЛЬНОЙ ДИСЛОКАЦИИ

С.С. Чекин, Н.Д. Самохин, В.И. Финько, Москва, СССР

Электронномикроскопическими методами вакуумного декорирования и микродифракции изучалась микроморфология и внутреннее строение трубчатых кристаллов галлуазита $/7\text{Å}/$ с округлыми и полигональными поперечными сечениями.

На поверхности 001 кристаллов, удлинённых по оси b , выявлены ступени роста элементарных слоев высотой 7Å , расположенные на расстояниях 20-200 нм. Закономерное винтообразное чередование ступеней роста одних и тех же слоев свидетельствует о спиральном распределении слоев в кристаллах. Каждый кристалл сложен несколькими спиральными витками единой многослойной $/2-12$ и более слоев/ пачки.

Спиральное строение кристаллов позволяет объяснить ряд особенностей картин микродифракции - такие, как расщепление и наложение нескольких сеток рефлексов.

Процесс образования кристаллов галлуазита включает три стадии:

1. Образование пластинчатых зародышей галлуазита $/10\text{Å}/$.
2. Рост дву- или многослойной пачки по механизму радиальной дислокации с образованием трубчатых кристаллов с округлым поперечным сечением.
3. Дегидратация галлуазита $/10\text{Å}/$ в природных или лабораторных условиях в галлуазит $/7\text{Å}/$, сопровождающаяся деформацией кристаллов и изменением их морфологии и внутреннего строения. При этом тонкие /диаметром 0,01-0,1 мкм/ кристаллы сохраняют субцилиндрическую форму, а более толстые /диаметром 0,1-1,0 мкм/ преобразуются в псевдогранные кристаллы.

ПЕТРОГЕНЕЗИС ПИСМЕННЫХ ГРАНИТОВ

В.П. Жел, Берлин

Исследованы писменные граниты в ориентированных образцах из пиконорвежских пегматитов. Графическое прорастание наблюдается только в полевых шпатах /микроклин-пертитах/ коры пегматитов. На границе между корой и ядром кварц отсутствует. В ядре наблюдаются индукционные поверхности между полевыми шпатами и кварцем.

В кристаллизации писменных пегматитов установлено следующее зональное развитие от эндоконтакта к ядру: 1 - зона закономерного взаимного прорастания кварца и полевого шпата /по главным и второстепенным законам/; 2 - переходная зона безразборного ориентирования кварца и полевого шпата, при сохранении внешнего писменногранитного облика. От контакта к ядру, при ненарушенном режиме кристаллизации, постепенно увеличивается размер кварцевых вростков. В различных пегматитовых телах наблюдаются специфические сочетания главных и второстепенных законов сростания. Описываемые многочисленные законы сростания могут рассматриваться в определенной генетической последовательности. При исследовании неориентированных шлифов наблюдаются симметричные законы сростания по отклонению к (010). Приоткрытие пегматитовой каверы во время кристаллизации писменного гранита отражается на размер кварцевых зерен. Реден вопрос о характере писменных гранитов как закономерные прорастания.

Проведенные стереографические исследования показали, что в зоне закономерных прорастаний отсутствуют котектические соотношения между кварцем и полевым шпатом. Такие соотношения достигаются лишь в переходной зоне /на границе писменного гранита со свободным от кварца полевым шпатом/, где закономерные прорастания сменяются случайными ориентировками. Проведены также рентгенографические, рентгеноспектральные и пламенно-фотометрические исследования.

КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛОВ

Н.П. Юшкин, С.К. Кузнецов, Сыктывкар, СССР, Н.З. Евзикова, Д.П. Григорьев, И.И. Шафрановский, Ленинград, СССР, Б.П. Зидарова, И.Н. Костов, М.Н. Малеев, София, Болгария, Д.А. Мишеев, Москва, СССР, В.А. Попов, Б.В. Чесноков, Миасс, СССР

Кристалломорфологическая эволюция минералов рассматривается на примере флюорита, кальцита, барита, циркона, пирита, кварца, касситерита, анатаза, самородной серы, авгита, апатита, монацита, киновари и других минералов. Показано закономерное изменение формы кристаллов минералов во времени и пространстве. Закономерность состоит в существовании эволюционных габитусных рядов кристаллов минералов и выражается в кристалломорфологической зональности рудных тел и ореолов минерализации. Обсуждаются основные факторы морфогенезиса кристаллов. Излагаются основные принципы поисковой кристалломорфологии.

EFFECT OF EARLY NUCLEATION CONDITIONS ON SYNTHETIC MUSCOVITE
POLYTYPEISM AS SEEN BY HIGH RESOLUTION ELECTRON MICROSCOPY

L. Amouric, A. Beronnet, Marseilles, France

Three isobaric ($P_{H_2O} = 1 \text{ kb}$) and isothermal ($T_N = 355$, 502 and 630°C) nucleation experiments of OH-muscovite have been carefully studied by powder X-ray diffraction and high resolution transmission electron microscopy. The intimate stacking sequences of layers within individual spiral-free crystallites are determined thanks to lattice (or structure) - imaging techniques.

At $T_N = 355^\circ\text{C}$, disordered stacking involving local $1M$ and $2M_1$ order, largely dominates. A few nuclei with $1M$ structure coexist with disordered ones.

At $T_N = 502^\circ\text{C}$, most of nuclei are of more or less heavily faulted $1M$ structure but coexist with heavily faulted $2M$ nuclei.

At $T_N = 630^\circ\text{C}$, almost all the population is of $2M_1$ structure with rare stacking faults often located in the middle of the sequence.

The nature of intrinsic and extrinsic stacking faults within $1M$ and $2M_1$ matrices is described. Decreasing temperature and/or increasing supersaturation are found to promote disorder in muscovite. The role of the way of packing of the two early first condensed layers (and attached specific distortions of the single layer structure) on the selection of the basic structure developed through further 2 - D nucleation, as suggested by Takoda and Ross, is shown to be counterbalanced by environmental parameters like T and supersaturation. These HRTEM observations on screw dislocation - free crystallites give experimental support to the basic assumptions of a recent faulted-matrix model proposed to explain the origin of complex polytypes of mica according to a subsequent spiral - growth mechanism.

SOIL LIME REACTIONS

N. Barelli, R. do Carmo Freitas de Silva,
Cr. Bl. Melios, Araraquara, Brazil

There is lack of information about soil lime treatment on red tropical soils. Here in Brazil some papers deal with the effects of hydrated lime on the compression strength properties of the named soils but practically nothing is said about the chemical reactions involved.

Our study is concerned with the lime reactions of the called "purple earth", a red soil composed mainly by the mineral gibbsite, a large quantity of amorphous hydrated iron oxides and magnetite; this soil is known domestically as "coffee-powder" when moist.

Calcitic and dolomitic limes were added to the soil (3,5,7,8,12 and 15 g. lime/ 100 g. soil) at the optimum moisture content (30% w/w) as determined by the standard Proctor method and cured with loose mellowing by periods of 3,7,21 and 31 days in ambient temperature (23-28°C), 40°C and 60°C.

The extractable lime (determined by the LeDuc method) indicates that the reactions occurring between limes and soil at all temperatures are rapid and substantial (large amounts of lime consumed in a few days) and that the reactions take place in two steps, one before 7, the other after 8 g. lime/ 100 g soil, either for calcitic or dolomitic lime.

The scanning electron microscopy showed the formation of an amorphous or very poorly crystallized product, with an interesting morphology, resembling a rose or a blown-up bubble.

CRYSTAL GROWTH FROM SOLUTION: CONCENTRATION GRADIENT OF THE SOLUTE MEASURED BY A NEW MULTIDIRECTIONAL HOLOGRAPHIC INTERFEROMETRIC TECHNIQUE

F. Bedarida, L. Zefiro, P. Boccacci, G. Pontiggia,
Genova, Italy

The concentration gradient near a crystal growing from a supersaturated solution may be measured by holographic interferometry. In comparison with classical interferometry this technique allows to work in larger volumes (some tens of cm^3) where the convective movements affecting the growth process are easily checked. In both these techniques only a mean refractive index of the solution is measured by interference fringes due to the overall optical path-length variations.

Applying the multidirectional holography a real three-dimensional map of the refractive index variations is obtained. Several images of the growth process view along different directions are produced by a phase grating put in front of the growth cell. The digitalization of these images provides the data for a computer program reconstructing the refractive index distribution on a plane parallel to the upper face of the growing crystal.

GALENA WHISKERS FROM DJALTA LEAD-ZINC
DEPOSIT, NORTHERN TUNISIA

R. Bogdanova, K. Bogdanov, Sofia, Bulgaria

Djalta lead-zinc deposit in Northern Tunisia is of volcanosedimentary origin. It occurs in Miocene lacustrine conglomerates and marls. The ore body is of sheetlike shape. It is composed by finegrained galenite, brunkite, pyrite, marcasite, sulphosalts, quartz, calcite, gypsum etc.

Investigations by scanning electron microscope have been carried out on some samples taken from Djalta deposit, discovering unique natural galena whiskers. They occur as micro-druselike aggregates, orientated in three mutually perpendicular directions and grown up on padding of cube-octahedral galena crystals. The following morphologic types of whiskers have been found out:

1. Hollow whiskers - it is the first time they are described in the literature. They have square cross section, ending at the top by $\{00\}$. A rectangular or cylindrical central canal of size up to $3-4\mu$ is observed along $[100]$, in the center of the whisker. It might have been formed by spiral growth.

2. Conical whiskers - of polygonal cross section, enlarged at the top. Whiskers of abrupt shield shaped growth at the top, bounded by $\{100\}$ and $\{111\}$, as well as whiskers with gradual growing from the bottom to the top, ending by $\{110\}$, are observed among them.

3. Acicular whiskers - elongated along $[100]$, of rectangular cross section of dimensions $20 \times 30\mu$, length up to 1 mm and bounded at the top by $\{110\}$.

Comparison has been made with galena whiskers from Pcheloyad lead-zinc deposit in East Rhodopes, Bulgaria.

NONSPIRAL LAYER GROWTH OF MOSAIC CRYSTALS OF MINERALS

I. Bonev, Sofia, Bulgaria

The real crystals of minerals have mosaic (block) structure. The mosaic subgrain boundaries appear on the crystal surface as macrosteps, their reentrant corners being important sources of growth layers under low-supersaturation conditions. The layers spreading around the generation centers cover the surface of the subindividuals thus preserving the nondisappearing steps. The reentrant twin boundaries and some other rough surface defects act in a similar manner.

The macroscopic height of the surface steps permits unceasing generation of monolayers which form macrolayers of considerable thickness. A common growth front can be formed by interaction of the equally directed macrosteps on the neighbouring slowly disoriented blocks. The pseudospiral systems of macrolayers originating in such a way cover in many cases the whole growing crystal face. The dominant layer sources (1 or several on a face) are connected with the strongest disoriented blocks. The pseudospiral macrostep system has no helicoidal surface and represents a mosaic of separate flat-parallel areas subdivided by the defect subboundaries. The characteristic radial-mosaic (lineage) inner structure of the real crystal originates through the consecutive extending of the subboundaries in the growth direction.

The block structure, arising during the moments of increased supersaturation, controls the layer growth in the following considerably longer periods of the lowered supersaturation, which are of great importance for the natural crystallization, especially from water solutions.

The mosaic layer-by-layer mechanism is not a variety of the spiral-dislocation mechanism of growth. Its higher effectiveness is due to the availability of more active sources of layers.

MORPHOLOGY AND GROWTH MECHANISM OF PYRITE WHISKERS

I. Bonev (Sofia, Bulgaria), M. Reiche (Halle, GDR),
M. Marinov (Sofia, Bulgaria)

Pyrite whiskers and thin platelets have been found to overgrow coherently the faces of small cubic crystals, which form peculiar spheroids and macroframboids inside the large crystals of a high-temperature chalcopyrite. The whiskers, 1 to several microns in width and up to 1 mm long, are elongated along $[001]$ and bounded by cubic faces. The platelets are flattened along (100) , $\{210\}$, and sometimes $\{111\}$ forms, take also part in faceting of crystal tips. All whiskers and platelets have pyramidal, gradually narrowing basements. Longitudinal steps and ruffles, flat rectangular pits, drop-like and elongated bulges are the characteristic surface defects of their lateral faces. According to data of HVEM studies, the thin whiskers have a perfect, dislocationless structure. The ribbon-like whiskers and thin platelets contain small vacuoles of fluid inclusions with isometric or partly irregular forms, as well as internal longitudinal channels.

The growth of the whiskers is realized in the restricted volume of the inner hollows in chalcopyrite from stagnant solutions under diffusion regime. Two main stages can be clearly distinguished during the growth of whiskers: (1) the initial stage of multiapex growth under disturbed morphological stability of the crystal surfaces, when the pyramidal "pedestals" are formed, and (2) the main stage of extremely anisotropic whisker growth through one-sided feeding and concurrence between the neighbour individual needles. Because of the hindered diffusion, the surface defects and steps on the lateral faces do not act as active layer sources and growth is taking place only on the tip through two-dimensional nucleation.

The formation of whiskers and thin platelets in this case, as well as probably in many other cases, is considered to be a special kind of skeletal crystal growth.

THE INTERNAL STRUCTURE OF NATURAL DIAMOND CRYSTALS
OF NON-TANGENTIAL GROWTH FORMS

N.A. Bulienkov, V.P. Martovitsky, Yu.L. Orlov, Moscow, USSR

1. The internal structure of natural diamond crystals of non-tangential growth forms, studied by X-ray section topography, is characterized by curve-face growth zones, fibrous structure along the $\langle 100 \rangle$, $\langle 111 \rangle$ and $\langle 110 \rangle$ directions and specific misorientation of these growth sectors. The crystals of these type have been established to change their structure dependent properties as compared with ordinary flat-face diamonds.

2. Spherocrystals of natural diamonds is a new type of isometric single crystals characterized by completely fibrous growth from the common point centre along all the equivalent $\langle 100 \rangle$ and $\langle 111 \rangle$ directions. Various examples of the internal structure of spherocrystals are given. The transition forms between spherocrystals and diamond spherulites (ballases) have been found.

3. Cubic habit crystals of variety III (according to Orlov) are characterized by separate $\langle 111 \rangle$ fibres, being associated at an angle of 45° to the growth front of the $\{110\}$ plates. It results in the division of the crystal space into 6 cubic sectors, regular internal structure and several types of structure depending on the manner of filling every sector by $\{110\}$ plates.

4. The forms of mixed growth are produced by the combination of octahedral sectors of tangential growth with cubic sectors of continuous growth. Curve-face and flat-face habit of such crystals may widely vary depending on the relationship between the growth sectors.

5. Various transition forms from one growth mechanism to another have been found.

The existence of various non-tangential growth forms accounts for morphological variety of natural diamond crystals.

COUPLED GROWTH OF QUARTZ AND FELDSPAR IN GRANITIC MAGMAS
H. Carstens, Aarhus, Denmark

Lamellar and spherulitic intergrowths of quartz and alkali-feldspar appear to be the result of a cooperative growth mechanism. During growth there is a progression in morphology of the duplex texture from a fine lamellar or spherulitic texture to a coarse micrographic one. The transition is believed to be due to a change in the growth mechanism of the feldspar from non-faceted to faceted as a result of a decreasing degree of undercooling.

PYRITE AS INDICATOR OF MINERALFORMING ENVIRONMENT
(ON THE BASIS OF SOME COPPER-MOLYBDENUM DEPOSITS OF THE USSR)
S.V. Efremova, A.I. Gorshkov, K.E. Prolova, L.P. Nosik,
A.R. Groshenko, S.E. Borisovskii, Moscow, USSR

It is impossible to unite copper-molybdenum deposits in single formation on the base of geological-petrographical-mineralogical investigations of copper-molybdenum deposits of Megri-Ordubade region (the deposits Paragachay, Madanidzor and oth., Caucasus Minor). The independent ore-magmatic systems were developing within deposits. They had its own evolution and can be distinguished by the character of ore-forming processes. Pyrite is one of widespread minerals within deposits. It occurs both in veins and veinlets. Pyrite develops metasomatically in all type of rocks too. Metasomatic pyrite have extremely irregular habitus and very seldom appears in form of cubical crystals. Pyrite of sulphidic and quartz-sulphidic veins has complicated morphology, electron and hole conductivity. It contains numerous (cubic, globular, irregular and dendritic) inclusions of halite. The halite was extracted from the specimens by the one-step coal-jelly replica method. The crystals of halites were on the surface of coal membrane and they were not in contact with water. Halites were determined by the microdiffraction of electrons. It is characteristic that the content of cobalt is increased with the depth; the abundance of nickel, copper and other elements are increased too. Pyrite was formed in extremely reductive conditions from the sulphurous-alkaline-chloride ore-forming solutions.

RECIPROCAL CRYSTAL AND CRYSTAL GROWTH

H. Föllner, Clausthal, FRG

The relationship between partitions of the three-dimensional space into Dirichlet domains of morphological points and the face forms observed on crystals will be here examined. On example of barite and cerussite (1) it has been shown that the surfaces of morphological important faces in the main are built by polyeder with central points in the outer net planes. Decisive is the proportion of these surface polyeder on the total surface of the net plane and the existence of direct bonds between morphological units. In certain cases interstitial net planes must be taken into consideration. In a further investigation (2) the morphological relationship of crystals of glaserite-, Na_2SO_3 -, low- K_2SO_4 and olivine-type has been researched. The crystal structures of these compounds can be reduced to a common basic structure. The crystal growth of olivine which possesses a similar morphology to barite deviates from that of the other A_2M -substances. The differences will be shown by Dirichlet domains of the morphological lattices. The packings of space filling polyeder allow conclusions on growth mechanisms.

- (1) H. Föllner, Crystal Research and Technology, in press
- (2) H. Föllner and H. Schwarz, in preparation

THE MORPHOLOGY OF HYDROTHERMAL GROWN ALKALI FELDSPARS

W. Franke, E. Brettschneider, H. Ghobarkar, Ch. Grothe,
M. Zarei, Berlin

K-feldspar, Na-feldspar and intermediate alkali feldspars were synthesized at a pressure of 2 kb, between 300° and 750°C from various glasses and with different compositions of the fluid phases as well as by the reaction of various solid phases (topaz, mullite, ceramic matrix) with alkali hydrogencarbonate or alkali silicate fluid phases. SEM pictures of the crystals were analysed stereophotogrammetrically in order to determine the index of the faces. Dominating faces are {110}, {001}, {010}, {101} and for K-rich crystals {201}.

Minor faces occurring are {111}, {021}, {130} and, only observed at K-rich crystals {100} K-feldspar rather rarely showed the faces {112}, {221}, {131} and {111}. The tracht is consistent with the calculations of WOENSDREGT according to the periodic bond chain theory and with DONNAY-HARKER law.

The habit changes were compared with the corresponding findings of KALB and RAAZ for natural specimens. Experimental results revealed the habit changes to be due to

- a. the growth temperature
- b. the chemical environment during growth
- c. the composition of the crystal.

Traces of F^- , PO_4^{3-} , Fe^{++} , Li^+ , Be^{++} and considerable amounts of boron appear to be without any influence on the habit of growing alkali feldspar crystals.

For a quantitative description of the habit the ratio of the central distances of (110) and (010) was found to be most suitable.

ON THE MINERAL AGGREGATE ONTOGENY OF STRATIFORM PYRITE
DEPOSITS IN THE EASTERN PART OF THE SPIŠSKO - GEMERSKÉ
RUDOHORIE MTS.

J. Hurný, Nová Ves, ČSSR

Processes of the mineral aggregate formation in stratiform pyrite deposits may be divided into sedimentary - hydrothermal, metamorphic, and hydrothermal - remobilization stages the intensity of which is rather variable depending on the characteristics of the mineral proper and on the geological environment as well.

Structural - textural phenomena of the sedimentary - hydrothermal stage are considered as the most important information from genetical point of view and are the results of primary accumulation of mineral aggregates. From among them, gradation-bedded, rhythmic-bedded, colloform, bedded, banded, stockwork and stockwork-impregnation phenomena should be first of all mentioned.

Metamorphic structural - textural phenomena have been originated in the course of metamorphic stage. They are the results of recrystallization, deformation, mobilization as well as remobilization effects and are represented mainly by growth of metacrystals, skeleton growth, cataclastic structures, selective corrosion, polymorphic alterations, mineral accumulation in pressure shadows, etc.

Manifestations of the hydrothermal - remobilization stage in form of Alpine-type veins and secretion lenses are slightly developed only.

Some of these phenomena mentioned /including processes of their formation/ will be shown on the example of selected stratiform pyrite deposits in the Spišsko - Gemerské Rudohorie Mts.

/Вальберг, Вулканизм/.

MINERAL CONTENT AND MICROSTRUCTURAL FLOWABILITY
OF THE NON-FERROUS METALLURGY WASTE REFRACTORIES
S. Isackov, I. Isackov, Sofia, Bulgaria

The behaviour of the refractories from the metallurgical enterprises for copper, lead and zinc production is investigated using mineralogical methods. It was established that the used refractories were all over enriched in copper, lead and zinc minerals and alloys of non-ferrous and noble metals. On this grounds a method was developed for copper, silver and gold recovery from copper pyrometallurgical refractories and lead and zinc recovery from the respective metal production. The two technologies ensure wasteless flow sheets which are installed on industrial scale in Bulgaria with high economic efficiency.

A method has been developed on the grounds of the results from the investigations for refractories protection from the action of the metallurgical melts, increasing the life of the refractories.

MINERAL PH-BEHAVIOR - POSSIBILITIES AND REALIZATION

G.K. Kirov, I. Vasselinov, Sofia, Bulgaria

Determining the activity of the medium in which the minerals are formed is very important for the more correct understanding and explanation of a number of geological processes: supergenesis, diagenesis, low- and medium-grade metamorphism, hydrothermal mineralization and alteration and others. For the present, the only way of gaining evidence about the activity of hydrogen ions in these processes is the analysis of mineral parageneses either by means of pH-Bh diagrams or on the basis of observations on the temporal or structural-textural relationships between the various minerals. These data are almost always conditional or uncertain.

However, there exists another possibility, not used yet, for collecting much more complete information on this subject. This is the habit of some minerals whose structure contains crystallization water and hydrogen bonds. It is known that the habit is usually determined by the weakest bonds in the crystal structure. In such minerals these are just the hydrogen bonds. On the other hand, the force of hydrogen bonds changes with the variation of the pH of the medium. In principle, this variation should provoke a corresponding modification in the crystal habit determined by this bond. Attempts are made here for theoretical and experimental verification of this possibility and the results obtained in experiments with gypsum and some other minerals are discussed.

При этом тонкие (диаметром 0,1-0,1 мм) кристаллы сохраняют кубическую форму, а более толстые (диаметром 0,1-1,0 мм) преобразуются в осредненные кристаллы.

THE INFLUENCE OF UNSTABLE GENETIC CONDITIONS ON THE
PROPERTIES OF FLUORITE CRYSTALS FROM TYRNYAUZ DEPOSIT

I.V. Kulikov, Moscow, USSR

1. Hightemperature fluorite from Mo-W Tyrnyauz deposit (Northern Caucasus) was formed at the latest stage during strong renewal of tectonic activity, intrusion of liparite magma and generation of explosive and eruptive breccias.

2. As a consequence, the changes in crystallization regime were well reflected in different properties of fluorite crystals:

a) in character of fluid inclusions (large - to 1-2 mm - differently filled highconcentrated polyphase inclusions, which are very unevenly distributed inside the crystals);

b) under unbalanced crystallisation conditions the acceleration of crystal growth results in combination crystal face origin because of the more accelerated growth of octahedral faces;

c) the increase by 1-2 order of magnitude of the quantity of different crystal structure defects was detected:

- sharp increase in relative concentration of F_2° -centres in fluorite, which was determined by thermoluminescence (from 0.8-3 under relatively calm conditions to 4-9 and even 16-19 under violent crystallisation conditions of intensive degassing);

- increase in the density of dislocation defects, which was determined by electron microscope investigation of surface micromorphology of fluorite spalling - from $0.3 \cdot 10^8$ to 1.10^9 cm^{-2} ;

d) highdefected fluorite from breccias has two times better recover by sodium oleate flotation thanks to additional surface positive charge supplied by admixture and hole defects.

3. Fluorite structure defects influence its cleavage, microhardness and colouring. All the complex of these properties is of typomorphic significance and it also reflects the vertical zonality of the Tyrnyauz deposit.

GENETIC CLASSIFICATION OF INCOMPATIBLE INCLUSIONS IN DIAMOND
C.R. Leite, Araraquara, Brazil

Morphological studies on syngenetic inclusions in diamond olivine (forsterite), garnet (pyrope), chrome spinell and enstatite revealed, as general rule, that they occur under the shape of nearly perfect to very distorted cube-octahedral crystals, but ever outlined by faces corresponding almost entirely to the proper diamond planes. This anomalous morphology is classically interpreted by the pre-existence of cube-octahedral pits on the diamond natural surface, and so, the presence of such cavities seems to affect significantly the incorporation of co-existent crystals during the diamond growth. However, if it is accepted that these pits are originated by crystal dissolution, the association of the diamond and the material to be included could occur even when the diamond growing is somewhat interrupted. This assumption lead us to state that the diamond is also able to include incompatible material, in respect to his particular growth conditions, and in that way secondary fulfillments could be included by the diamond, and as, so preserved, in a later growing phase.

Such a case seems to be the formation process of the "epigenetic" inclusions of quartz, goethite and muscovite, and others doubtfully-classified inclusions, like biotite, kyanite and phlogopite, which in reality must be considered merely as non-syngenetic diamond inclusions.

CRYSTAL MORPHOLOGY AND SURFACE MELTING
D. Nenow, A. Pavlovska, Sofia, Bulgaria

The experimental study of the crystal morphology appears to be the most promising method for the investigation of surface melting at present. The concept of "surface melting" was firstly introduced by Stranski. Burton and Cabrera considered this phenomenon in the sense of a transition from atomically-smooth crystal surfaces to rough ones (i.e. "roughening transition").

The surface melting of crystals can be studied by examining the crystal morphology in dependence on the temperature whereby the rounding of a given face is taken as an indication for its own roughening. The roughening transition of the crystal-vapour interface was studied in the case of different model organic substances (diphenyl, naphthalene, tetrabrommethane and adamantane), by means of experiments using the equilibrium- or the growth forms of positive or negative crystals (vapour inclusions).

On the ground of the experimental results the following conclusions can be made:

1. The theoretically predicted change of crystal-vapour interface from atomically-smooth into atomically-rough with the increase of temperature has been confirmed.
2. The surface melting of the different crystal surfaces of one and the same substance occurs at different temperatures as it is predicted by the theory.
3. The surface melting of the most densely packed surfaces of some substances takes place at temperatures sufficiently below the melting point which is not predicted by the theory.
4. The existence of non-equilibrium ("kinetic") roughening on growing surfaces with increasing supersaturation has been experimentally verified.

MORPHOLOGICAL INVESTIGATIONS OF ICE CRYSTALS
GROWING FROM VAPOURS

D. Nenow, V. Stoyanova, Sofia, Bulgaria

Ice crystals growing from a vapour phase on a glass substrate were investigated. In experiments performed in air typical snowflakes were observed. Reference experiments were carried out in vacuum 10^{-5} Torr (with respect to air). The ice crystals grew in vacuum like prismatic plates with hexagonal symmetry. A comparison was made with respect to the morphology, sizes and growth rates of appropriately oriented snow dendrites and ice plates. It was concluded that the presence of air (as a medium creating diffusion limitations) facilitated the appearance of morphologically instable ice crystals - dendrites. The influence was also investigated of the temperature on the morphology of ice crystals growing in high vacuum. At temperatures close to the melting point rounded (nonsingular) surfaces contacting the basal face were observed on the growth form of ice. Probably, they appeared on the places of the pyramidal faces. The basal and the prismatic faces remained plane (singular) close to the melting point as well as in the whole temperature interval investigated. With lowering of the temperature the area of the rounded regions decreased. At the lowest temperatures investigated (about -25°C) completely polygonised ice crystals appeared. This phenomenon may be interpreted as occurrence of surface melting on the growth form of ice below the melting point of the crystal.

DEFECTIVE GROWTH OF MILKY-WHITE QUARTZ

P.P. Petrov, Sofia, Bulgaria

Milky-white quartz crystals from the Rhodopes ore deposits of base metals (South Bulgaria). Defective growth with zonal-sectorial structure of the quartz have been observed distinctly expressed by the formation of the numerous fluid inclusions in the pyramids of the rhombohedral crystal faces. The space structure of the crystals is characterized by the various forms of their growth pyramids. The central part of the crystals is often transparent.

The separate growth-pyramids are built up by zones of different width and different degree of transparence. Sometimes a complex (mozaic) structure is observed in some zones. Some parts of such a zone are quite transparent, while the next to them are milky-white and opaque. The following zone of growth is converse to the forms. The most defective and opaque sectors are inherited by transparent and defect-free sectors, while the defect-free ones are followed by defective sectors. Meanwhile semitransparent sectors of medium degree of defectiveness passed to the next zone with relatively the some pattern of morphology sequence. The so described phenomenon of rhythmic growth of milky-white quartz expressed by compensating sequence is to the electrostatic and adsorption forces, taking effect simultaneously.

NEOGENIC QUARTZ FORMATION IN "TONSTEIN"

J. Prouvost, L. Ponsolle, Villeneuve, France

"Tonstein" are interbedded thin formations which can be observed generally into layers of coal. According to the most recent works they found their origin from volcanic glazed ashes which form a cinerite. This one, in the diagenetic conditions of the coal basin is converted, in situ, in clay minerals and particularly, for these one we have studied, into kaolinite. Diagrams X carried out have showed this phyllic mineral is very evolved with sharp picks, explaining large area of kaolinite when observed at the petrographic microscope. Sometime we found even some handyable monocystals.

However this transformation was not carried out with the mobilisation of all elements and it is known there is an excess of silica. In the conditions of the medium, the silica stay in place and crystallise in quartz. These crystals are, of course, so small that it is impossible to distinguish them with the petrographic microscope. This quartz must not be confused with pyroclastic one, sometime present, and coming in this state from the eruption.

This crystallisation, finally, go sometime to a needle morphology as we have reported at the IX International congress of carboniferous stratigraphy, URBANA, Ill USA, 1979. Some new works with the transmission electronic microscope show the beginning of the crystallisation of the silica by the germination of quartz and the growth of crystals opening sheets of kaolinite and follow up it out of the phyllic mineral.

GENETIC MINERALOGICAL FEATURES OF THE TUNGSTEN-BEARING
CALC-SILICATE BANDS IN THE MORILLE AREA (SALAMANCA,
WEST-CENTRE SPAIN)

J. Saavedra, E. Pellitero, Salamanca, Spain

These bands are interlayed in an Upper Proterozoic-Lower Cambrian monotonous serie of grauwacke-sandstone-pelitic (mainly) members, in levels 3-40 cm thick, with a zonal array composed by a central zone of calcite (missing at times) with quartz in the contact between this zone and the next one, grossularite-idocrase-scheelite (minor diopside and clinzoisite) zone, diopside-clinozoisite (minor sphene and feldspars) zone, amphibole-plagioclase-sphene-apatite (minor rutile and zircon) zone, and finally, schist. Mineralogical and geochemical characteristics discard an origin by mixing of pelitic-arenaceous (or igneous materials) sediments with carbonate rocks. A metasomatic mechanism, induced by the regional metamorphism, is proposed.

In many cases the whole growing crystal face. The dominant layer sources (1 or several on a face) are connected with the strongest disoriented blocks. The pseudospiral macrostep system has no helicoidal surface and represents a mosaic of separate flat-parallel areas subdivided by the defect subboundaries. The characteristic radial-mosaic (lineage) inner structure of the real crystal originates through the consecutive extending of the subboundaries in the growth direction.

The block structure, arising during the moments of increased supersaturation, controls the layer growth in the following considerably longer periods of the lowered supersaturation, which are of great importance for the natural crystallization, especially from water solutions.

The mosaic layer-by-layer mechanism is not a variety of the spiral-dislocation mechanism of growth. Its higher effectiveness is due to the availability of more active sources of layers.

A COMPARATIVE STUDY OF NON-TANGENTIAL GROWTH FORMS
OBSERVED IN NATURAL AND SYNTHETIC DIAMONDS

M.I. Samoilovitch, A.A. Shaposhnikov, N.A. Boulienkov,
V.P. Martovitsky, B.V. Spitsin, L.L. Bouylov, Alexandrov, USSR

1. Studies of some particular features of non-tangential diamond forms (natural and synthetic) grown in various crystallization environments have permitted us to determine growth conditions of certain natural diamond types and to describe every particular stage of their development. X-ray topography and electron microscope data have been used.

2. Fiber structures of $\langle 100 \rangle$ and $\langle 111 \rangle$ growth pyramids and particular morphology of the involved growth faces of the natural diamond spherocrystals have been found to correspond to that of the synthetic crystals, flux-grown in the region of diamond thermodynamic stability.

3. Natural diamonds classified in the 3d type (after Orlov Yu. L.) that grow as deformed cubes and synthetic crystals grown from vapour phases (cuboctahedra and numerous forms of cyclic twins) possess some common features in their inner structures. This fact witnesses for supersaturation and transport rates being determining factors of the growth mechanics in both cases, irrespective of all the visible differences in growth conditions.

$\langle 100 \rangle$ and $\langle 111 \rangle$ growth sectors have been found to form of 1-5 μm plates having rough edges and inclined to the plan of growth. Three face angles (gonohedra) are an important feature of this type of growth. Some interstage growth forms have been made obvious and studies have been conducted to look into structures of texturized diamond films, made of globular crystals produced from a vapour phase and deposited on an oriented substrate.

THE MORPHOLOGY OF CRYSTALS AND TYPOMORPHIC PARAGENESES
OF LITHIUM MICAS IN SOME GEOLOGICAL FORMATIONS

T.N. Shuriga, Moscow, USSR

The lithium micas (lepidolite, zinnwaldite, polyolithionite, protolithionite, lithium phengite and lithium muscovite) various in composition and structure are the typical minerals of some geological formations such as rare-metal alkaline and chambered granitic pegmatites, rare-metal granites of different alkalinity, greisens, rare-metal apovolcanic metasomatites. The lithium micas of every genetic type have a specific composition and morphology of crystals and also a characteristic paragenetic associations of economic minerals. The morphology of mica's crystals depends on the time of their formation and its position in relation to the roof. The peculiarities of the lithium micas crystal's morphology and of its microstructure (mode of blocking, distribution of dislocations) indicate the conditions of mica's growth. The paragenetic associations of lithium micas may be used to estimate the ore productivity and the level of erosion for the concrete geological deposits.

Crystal growth is characterized by separate (110) fibres, being separated at an angle of 45° to the growth fronts of the (110) plates. It results in the division of the crystal mass into cubic sectors, regular internal structure and several types of structure depending on the manner of filling every sector by (110) plates.

The forms of mixed growth are produced by the combination of octahedral sectors of tangential growth with cubic sectors of cord-like growth. Curvy-face and flat-face habit of such crystals may widely vary depending on the relationship between the growth sectors.

5. Various transition forms from one growth mechanism to another have been found.

The existence of various non-tangential growth forms accounts for morphological variety of natural diamond crystals.

Crystal morphologies and surface microtopographs were compared and critically analysed in relation to growth parameters on natural diamonds and synthetic diamonds grown under stable (metal solutions) and metastable (vapour phase) conditions. Analyses were made on the basis of interface roughness and its dependence upon growth parameters and crystallographic orientations, of the results of PDC analysis, and of the relation between growth rates and chemical potential differences.

Natural diamond crystals of polyhedral morphology show the closest morphology to theoretically expected one, whereas there are considerable deviations from the theoretical morphology in cases of synthetic crystals, particularly those synthesized under metastable conditions. The deviation is especially noted for the development and surface microtopographs of cubic faces, which should not develop as smooth interfaces. The observed differences among natural and two types of synthetic crystals of diamond may be accounted for on three bases; 1) differences in the sizes of growth units, 2) differences in the ability of surface reconstruction of (100) faces among silicate and metallic solutions and vapour phase, and 3) habit variation depending on supersaturation.

Morphology of polycrystalline diamonds of natural origins is also analysed based on the relation between growth rates and supersaturation.

PYRITE AS INDICATOR OF LITHOFORMING ENVIRONMENT
EMPIRICAL REGULARITIES AND PRACTICAL CONSEQUENCES OF ZONAL
DISTRIBUTION IN HYDROTHERMAL LODES OF MORPHOLOGICALLY DIFFE-
RENT CASSITERITE AND PYRITE CRYSTALS
E. I. ERENKOVA, A. I. GORBUNOVA, V. P. PROKOVA, L. P. POSIF,
V. I. ROSENKO, S. B. SOLOVIOVSKI, Moscow, USSR
N. Z. Yevskova, Leningrad, USSR

It is impossible to unite copper-molybdenum deposits in single quantitative observations of cassiterite morphology in tin lodes and that of pyrite in gold ones allow to describe crystallomorphological zonality of hydrothermalites as follows: crystal form of the same mineral changes from point to point within the whole mineralized body; crystallomorphological variability gradient is inversely proportional to linear dimensions of mineralized body in chosen direction; the succession of changes of morphologically different crystals in mineralized body is similar to that in time; increasing of quantity of later crystallomorphological types of mineral takes place in directions: from the side rocks to the lode axis, from the roots to the upper parts and from the flanks to the ore cores; the hearths of crystallomorphological zonality are mineralized cracks of different length and time of origin; faces combinations of crystals of different minerals, which can be found together are in more or less accordance.

Crystallomorphologically zonal structure of placers is determined by successive occurrence of crystals of deeper and deeper levels of erosion into recent sediments. Learning of empirical crystallomorphological regularities of hydrothermalites structure and the resulted placers allows to choose the objects of prime importance for geological exploration. Space - time dependent crystal form variability has signs of evolution.

SPECIAL MORPHOLOGY OF SILLENITE-LIKE CRYSTALS
GROWN IN HYDROTHERMAL SOLUTIONS

A.N. Yudin, A.A. Maryin, V.S. Balitsky, Alexandrov, USSR

Crystals showing sillenite structure have been grown in hydrothermal solution and their morphology has been studied. Ball seeding has permitted to obtain final growth forms of these materials and to study closely the kinetics of the forming faces.

Depending on composition three morphological types with different final form habits have been selected from the grown crystals: 1 - rhombododecahedra ($\text{Bi}_{12}\text{SiO}_{20}$, $\text{Bi}_{12}\text{GeO}_{20}$, $\text{Bi}_{12}\text{TiO}_{20}$), 2 - trigontritetrahedra ($\text{Bi}_{38}\text{ZnO}_{60}$, $\text{Bi}_{25}\text{GaO}_{40}$, $\text{Bi}_{25}\text{MnO}_{40}$, $\text{Bi}_{25}\text{FeO}_{40}$) and 3 - cubes ($\text{Bi}_{25}\text{PO}_{40}$, $\text{Bi}_{25}\text{VO}_{40}$). Growth rate (V) of the growing crystals (some experiments were intentionally discontinued at a known moment), so that the following comparison rows are now available: $V_{\{110\}} < V_{\{100\}} < V_{\{210\}} \ll V_{\{211\}} < V_{\{111\}} < V_{\{211\}} < V_{\{111\}} < V_{\{100\}} < V_{\{110\}} < V_{\{210\}}$, $V_{\{100\}} < V_{\{110\}} < V_{\{111\}}$.

The observed trends have been explained in structural and morphological approach - geometric and PBC structures have been applied and special features of crystallochemistry and growth of the obtained materials considered.

The type 1 crystals with equilibrated charges, stoichiometry and crystallochemical cation positions have been found to correspond to the calculated morphological face sequence: $\{110\} > \{100\} > \{210\} > \{211\} > \{111\}$. Special morphology of the type 2 crystals has been stated to reflect their particular crystallochemistry - Bi^{+5} in a half of their tetrahedral sites. Twinning on cubes (twin $m\bar{3}$ symmetry) in the crystals of the 3^d group explains the observed rise of the morphological importance of (100).

EQUILIBRIUM STRUCTURAL PATTERNS OF MINERAL AGGREGATES

A.C. Zhabin, Moscow, USSR

The equilibrium structural patterns of mineral aggregates are revealed by the geometry of boundaries set in combs and by means of grain anatomy. The patterns are determined by many features of equilibrium, which can be complete (chemical equilibrium + equilibrium of boundaries + equilibrium distribution of elements within grains) and partial; the features appear consecutively during the evolution of aggregates, i.e. at the stages of syngensis, diagenesis, and metamorphism. The complete physicochemical equilibrium in the aggregate of minerals is achieved when the combination of the following three conditions is realised: 1) chemical equilibrium, i.e. equality of activities, appearance of non-sectorial individuals; 2) topological conditions, including a) specific surface of boundaries approaching to minimum and flattening out of boundaries (in the ultimate case - the equilibrium grain corresponding in form to the "Coxeter's cell": 13, 56 ... facets, 34, 69 ... edges, 23, 13 ... apexes), b) tendency to larger grains (in the ultimate case - a monocrystal appears in the monomineral aggregate, c) appearance of regular three - dimensional orientations of the axes with normal elasticity under directed stress (in the case of dynamometamorphism 3) tendency to crystalline perfection in grains (evacuation of impurities, vacancies, pores into the boundary plane). Equilibrium structural patterns seldom appear at the syngensis stage. The complex of features of complete equilibrium is more often achieved either as the result of long-term baking of aggregates of any initial genesis, or during isothermal recrystallisation, or under conditions of metamorphism of the granulite facies, etc. The intensity of manifestation of these features correlates in principle with the degree attained by the aggregate in its approach to the equilibrium state (A.G. Zhabin "Ontogenesis of Minerals", Moscow, 1979).

The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions. It emphasizes that every entry should be supported by a valid receipt or invoice. The second part outlines the procedures for handling discrepancies and errors, stating that any such issues should be reported immediately to the relevant department. The third part details the process for auditing the accounts, ensuring that all entries are reviewed and verified. The final part concludes with a statement on the commitment to transparency and accountability in all financial matters.

Секция 3. Фазовые равновесия /природные и
экспериментальные/

Section 3. Phase Equilibria /Natural and
Experimental/

THE UNIVERSITY OF CHICAGO
LIBRARY

РАВНОВЕСИЕ ГРАНАТ+СИЛЛИМАНИТ+КВАРЦ = КОРДИЕРИТ:
ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ, ДАВЛЕНИЯ И СОСТАВА ФЛЕИДА

Л.Я. Аранович, К.К. Подлесский, Черноголовка, СССР

При двух значениях температуры /Т/ /700 и 750°C/ в диапазоне давления /Р/ 4-8 кбар проведено экспериментальное изучение дивариантного равновесия $Gr+Sil+Qz = Cor$ в системе $MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2$. Опыты проводились в чистой H_2O и в смеси $H_2O:CO_2=1:1$. Установлено, что равновесные составы Gr и Cor не зависят от состава флюида в пределах погрешностей экспериментов ± 2 мол.%. При постоянной Т с ростом Р состав Cor и Gr закономерно меняется в сторону увеличения магнетизальности. С ростом Т происходит смещение равновесных составов в железистую область. Экстраполяция экспериментальных данных на крайнюю систему $FeO-Al_2O_3-SiO_2$ дала положительный наклон для реакции $Alm+Sil+Qz = Fe-Cor$, т.е. Fe-Cor является более высокотемпературной фазой, чем ассоциация левой части реакции. Флюидное давление не изменяет знака наклона, лишь расширяя поле стабильности Cor по давлению. Экспериментальные данные свидетельствуют об идеальности твердых растворов граната и кордиерита. Высказано предположение, что компонентный состав флюида не оказывает влияния на рассматриваемое равновесие, что позволяет использовать составы Cor и Gr в этой ассоциации для оценки Т и Р минеральных равновесий при метаморфизме пород, богатых Al /при условии, что флюидное давление равно общему давлению/.

СТРУКТУРЫ РАСПАДА ТВЕРДОГО РАСТВОРА ПИРОПА ИЗ КИМБЕРЛИТОВ

В.П. Афанасьев, В.К. Гаранин, А.Д. Харьков, СССР

В кимберлитах количество пиропов со структурами распада твердого раствора колеблется от полного их отсутствия до 80% и различается как в среднем между отдельными кимберлитовыми полями Якутской алмазоносной провинции, так и между отдельными трубками внутри полей. Структуры распада представляют собой игольчатые, лейстовидные, таблитчатые, длиннопризматические выделения, удлиненные ориентированные по тройным осям в структуре пироба и уплощенные по ромбододекаэдру. Проанализированы рутил, пикроильменит, хромшпинелид, оливин, клинопироксен. Однако минеральное их разнообразие, вероятно, шире. Пикроильменит, как правило, встречается в малохромистых оранжевых пиробах, хромшпинелид - в хромистых фиолетово-красных, рутил - в тех и других, однако чаще в оранжево-красных. Подтверждено аномальное удлинение рутила, из-за чего его иглы имеют косое угасание. Иглы и призм хромшпинелида представляют собой чрезвычайно вытянутые по двойной оси октаэдры. У пикроильменита и матрицы тройные оси, вероятно, совпадают. На серии образцов прослежены стадии процесса распада твердого раствора. В начале появляются мельчайшие эмульсивидные включения, которые в дальнейшем перераспределяются в плоские скопления, ориентированные по ромбододекаэдру или в диффузные иглы, удлиненные по тройным осям. Затем они сливаются, формируя хорошо индивидуализированные включения. Дальнейшая эволюция включений направлена на снижение избыточной свободной энергии, связанной с неравновесностью формы включений в матрице. Это приводит либо к укорочению, изометризации игл, либо к распаду их на ряд отрезков, которые также стремятся приобрести более изометричную форму. У силикатных включений этот процесс идет быстрее, чем у рудных, в результате чего оливин и пироксен весьма редко встречаются в форме игл. В результате изометризации включения могут потерять внешние признаки распадного происхождения. В некоторых образцах отмечены зрелые структуры распада наряду с зачаточными, что указывает на возможность неоднократного повторения этого процесса в меняющихся физико-химических условиях.

ПОСТКРИСТАЛЛИЗАЦИОННЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ В ШЕЛОЧНЫХ ПОЛЕВЫХ
ШПАТАХ И СОПУТСТВУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ /НА ПРИМЕРЕ НЕФЕЛИНОВЫХ
СЯЕНИТОВ ХИБИНСКОГО МАССИВА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ/

И.В. Воронцов, Москва, СССР

Современный облик щелочных полевых шпатов определяется не только условиями их кристаллизации, но и последующими посткристаллизационными превращениями. При этом первостепенную роль играют кинетические факторы, определявшие полноту проявления диффузионных процессов, состоящих в основе явления фазового распада и собирательной перекристаллизации его продуктов, перераспределения микропримесей, Si/Al-упорядочения, внутреннего микродвойничкования. В силу незавершенности этих процессов и, следовательно, отсутствия равновесности в отношении тех или иных фазовых превращений в минеральных индивидах сохраняется реликты, соответствующие более ранним стадиям их существования, что позволяет реконструировать ход процессов кристаллизации и последующих превращений полевых шпатов и вместе с ними геологическую историю формирования пород и руд регионов.

В Хибинском массиве, в частности, детальное микроструктурное изучение полевых шпатов и сопутствующих минералов /пироксена, нефелина, кальсилита и др./ позволило выявить широкое развитие в нефелиновых сяенитах постмагматических процессов. В наибольшей степени они проявлены в породах Центральной дуги массива, где установлены признаки полной перекристаллизации полевошпатового вещества, заметное развитие здесь ранее минеральных комплексов и формирование своеобразного комплекса ультращелочных акцессорных минералов.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПАРАГЕНЕЗИС МИНЕРАЛОВ МАНТИИ В ГЛУБИНЫХ
ВКЛЮЧЕНИЯХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ И ТЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ
В.М. Владимирова, Л.В. Соловьева, В.Г. Семенова, Иркутск, СССР

Изучение совопещенных минеральных парогенезисов в глубинных включениях из кимберлитов и телочных базальтоидов имеет большое значение для суждения о процессах в верхней мантии. Совопещенные минеральные парогенезисы установлены в ксенолитах гигантозернистых ортопироксенитов из кимберлитовых трубок Сибири. На ранний ортопироксенитовый парогенезис в виде сети тончайших прожилков телочана минеральная ассоциация из хромистого пирропа и хромдиоксида. Оба эти минералы проявляют реакционную неустойчивость по отношению к более позднему титанфлогопиту, который развивается с одновременным частичным плавлением граната и клинопироксена и выделением хромистой шпинели. Все эти процессы происходили в PT условиях, близких PT условиям образования кимберлитовой магмы. Телоченные парогенезисы в образцах по-видимому отражают процессы мантийного метасоматоза на уровне образования очагов кимберлитовой магмы. Признаки метасоматических минеральных парогенезисов устанавливаются также в ксенолитах гранатовых перидотитов, испытавших бластез и течение.

Телоченные минеральные парогенезисы во включениях шпинелевых перидотитов из телочных базальтоидов Сибири представлены менее глубокой минеральной ассоциацией, нежели в гранатовых парогенезисах из включений в кимберлитах. Эта минеральная ассоциация состоит из клинопироксена Al-авгитового типа, керсунита, титанфлогопита, апатита, сульфидов и развивается по субстратам типа "сухих" шпинелевых перидотитов на этапе, предшествующем развитию очагов телочной оливинбазальтовой магмы.

СТРУКТУРНЫЕ И ФАЗОВЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ В ПРИРОДНЫХ СУЛЬФИДАХ
И ОКИСЛАХ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ МОЩНОГО ЛАЗЕРНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

В.А. Голдин, В.Н. Каликов, В.П. Марков,
И.А. Тихонов, Сиктивкар, СССР

В работе исследовалось воздействие мощного лазерного излучения на сульфид свинца PbS и окислы железа Fe_2O_3 , Fe_3O_4 . Исползовался лазер ГОР-100М с энергией излучения в импульсе 1 ± 100 Дж и длительностью импульса $0,5 \pm 1 \times 10^{-3}$ с. Плотность излучения задавалась степенью расфокусировки лазерного излучения. Облучению подвергались как природные образцы сульфидов и окислов, так и искусственные образцы в виде таблеток.

В экспериментах было получено, что на поверхности галенита образуется трехслойная структура: эпитаксиальная свинцовая пленка - слой, обедненный серой - исходный материал. Толщина кристаллизовавшегося восстановленного свинца определяется плотностью поглощенной энергии и составляет ~ 10 мкм.

На рентгеновских дифрактограммах, полученных на установке ДРОН-2, наблюдается наряду с линиями галенита линии (200), (220), (420) свинца, относительные интенсивности которых определяются энергией лазерного облучения. При увеличении поглощенной энергии изменение относительных интенсивностей линий указывает на увеличение степени кристаллографической ориентации образующейся пленки на поверхности галенита, совпадающей с плоскостью (100). В процессе остывания пирогенного вещества в зоне взаимодействия лазерного излучения происходит дендритная ичеиная кристаллизация. Образование каких-либо других кристаллических соединений серы не обнаружено.

Воздействие излучения на окислы железа приводит к уменьшению степени окисленности железа, к структурным превращениям на поверхности образцов.

СУЛЬФИДЫ КАЛИЯ, ФАЗОВЫЕ РАВНОВЕСИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Н.С. Горбачев, Е.Г. Осадчий, Черноголовка, СССР

Осуществлен синтез джерфшерита и расвумита в сухих и гидротермальных условиях при $T=400-500^{\circ}\text{C}$, $P=10^3-10^8$ Па. Экспериментально изучена смесимость калиевых и Fe-Ni-Cu сульфидов, вхождение калия в Fe-Ni-Cu-Sr сульфиды и сплавы и его распределение между ними и силикатным расплавом в широком интервале T и f_{O_2} .

Анализируются особенности состава калиевых сульфидов различного генезиса. Показано унаследование ими особенностей химизма среды образования. Установлено отличие джерфшерита кимберлитов и ксенолитов глубинных пород из алмазоносных и не содержащих алмазов трубок по отношению Ni/Cu, что может оказаться полезным для оценки их алмазоносности. С помощью физико-химического анализа парагенезисов показано, что джерфшерит стабилен /большая часть совместно с расвумитом/ в пределах низких и умеренных M_S и высоких M_K . При низком M_K и высоком M_S джерфшерит разлагается на бескальевые /в I-ом случае/ или с расвумитом /во 2-ом случае/ сульфиды Fe, Ni, Cu. Поле стабильности расвумита гораздо шире, с ростом M_S для его образования требуется более низкий M_K .

Полученные данные используются при обсуждении проблемы источников калия в верхней мантии.

ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ СОСТАВ ПЛАГИОКЛАЗОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД
О.К. Иванов, Свердловск, СССР

По методике, разработанной для оливинов /Иванов, 1979/, проведено сравнение составов плагиоклазов с составом материнских пород по соотношению катионов-модификаторов $\frac{Ca}{Ca+Na+K}$. В интрузивных породах /55 анализов/ это соотношение близко или несколько выше 1, что объясняется равновесными условиями кристаллизации, приводящими к выравниванию отношения катионов в минерале и расплаве. В эффузивных породах /58 анализов/ и шлаках /18 анализов/ все фигуративные точки располагаются много ниже линии равных отношений, а состав плагиоклаза более щелочной, чем требуется по норме, что объясняется неравновесными условиями кристаллизации и большей энергетической выгодностью кристаллизации богатых Са плагиоклазов. Среди метеоритов /57 анализов/ в хондритах и амфотеритах плагиоклазы имеют состав Ap_{10-20} и не зависят от состава метеорита, что обусловлено их кристаллизацией в резко неравновесных условиях при высоком pO_2 , приводящем к вхождению большей части Са в клиноферросены. В то же время, при равновесных условиях кристаллизации в эвкритях, говардитах и мезосидеритах состав плагиоклазов близок к нормативному. Диаграмма дает возможность определить статистически вероятные составы по соотношению катионов в породе. Совмещение нашей диаграммы с диаграммой Боуэна (Bowen, 1912) показало, что плагиоклазы из интрузивных пород относятся к линии солидуса, а из эффузивных пород и шлаков к линии ликвидуса. Вне их располагаются плагиоклазы из хондритов и амфотеритов. Следовательно, диаграмма Боуэна справедлива только для кристаллизации в условиях земной коры с высоким pO_2 .

ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ И ИХ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

В.М. Изютко, Ленинград, СССР

Исследования минерального состава и технологических особенностей руд цветных металлов позволили установить, что поведение минералов при обогащении определяют их типоморфные свойства, формирующиеся в процессе рудообразования.

1. Структура кристаллической решетки, где доля ковалентной составляющей связи определяет степень гидрофобности поверхности, а следовательно, её флотационную активность.

2. Изоморфные замещения и структуры распада одного минерала в другом, изменяющие химическую активность поверхности минералов /марматит флотируется значительно хуже кляйфана, молибдошеелит - хуже молибденита и шеелита, халькопирит с закономерными включениями галенита - хуже мономинерального/.

3. Энергетическое состояние кристаллической решетки: с уменьшением концентрации электронов увеличивается флотиремость минералов.

4. Наличие разновозрастных генераций: поверхностные свойства снижаются от высок- к низкотемпературным генерациям у галенита, сфалерита, пирротина и др.

5. Размеры зёрен и характер сростаний минералов, определяющие полноту высвобождения рудных минералов из сростков при измельчении и количество стыков зёрен, создающих неоднородность поверхности и высокую адсорбционную активность минералов.

6. Пористость, хрупкость и отрагательная способность минералов тесно связаны с их флотационными свойствами и изменяются одновременно в зависимости от крупности частиц, степени окисления поверхности и поглощения реагентов.

Тщательное изучение типоморфных свойств минералов позволяет прогнозировать их поведение при обогащении и управлять процессами переработки, существенно повышая их эффективность.

ГЕТЕРОВАЛЕНТНЫЙ ИЗОМОРФИЗМ ИОНОВ КРЕМНИЯ И АЛЮМИНИЯ В
ОКТАЭДРИЧЕСКИХ ПОЗИЦИЯХ МИНЕРАЛОВ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ

В.А. Киркинский, В.А. Фурсенко, Новосибирск, СССР

Рассмотрено несколько моделей гетеровалентных твердых растворов, различающихся степенью упорядоченности атомов по позиции и разной степенью отклонений от локальной электронной нейтральности. Предложена новая модель ближнего порядка ионов и найдено соответствующее ей выражение для конфигурационной энтропии. Проведены расчеты энтропий смешения и активностей компонентов для всех рассмотренных моделей. Теоретические расчеты сравниваются с результатами исследования систем: энстатит-пироп и ферросилит-альмандин при высоких давлениях, выполненных в работе Akaogi & Akimoto¹. Показано, что расчеты по модели полной локальной электронной нейтральности не согласуются с экспериментальными данными. Удовлетворительное соответствие получается при использовании моделей статистического распределения атомов в различных позициях или ближнего порядка. Расчитана предельная растворимость $MgSiO_3$ в корунде в зависимости от давления. Показаны широкие возможности изоморфного вхождения кремния на места алюминия в октаэдрических позициях при высоких давлениях по гетеровалентному механизму.

¹Phys. Earth Planet. Interiors, 1977, 15, 90-106.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ ПРОТОКРИСТАЛЛИЗАЦИИ
КИМБЕРЛИТОВОГО РАСПЛАВА

С.И. Костровицкий, В.М. Владимиров, Л.В. Соловьева,
Л.В. Фивейская, Иркутск, СССР

В пороодообразующем минерале кимберлитов - оливине обнаружены как одиночные, так и сосуществующие включения пирропа, хромита, энстатита, хромдиоксида, пикроильменита, флогопита и сульфидов, - весь набор минералов, который фиксируется в виде вкрапленников в кимберлитовой породе. Между составами оливина и минералов-узников, а также между составами сосуществующих минеральных включений, установлены четкие корреляционные зависимости, что указывает на их парагенетические взаимоотношения. Выявлена прямая связь между железистостью оливина и железистостью минеральных включений, между содержанием CaO в оливине и отношением $Ca/Ca+Mg$ во включениях граната, между магнезиальностью оливина и содержанием Cr_2O_3 в хромдиоксиде, между отношениями $Mg/Mg+Fe$, $Ca/Ca+Mg$, $Cr/Cr+Al$ в сосуществующих включениях пирропа, хромдиоксида и энстатита.

Во включениях в оливине выделены два минеральных парагенезиса: 1/ хромит, высокомагнезиальный пирроп, энстатит и 2/ хромдиоксид, более железистый пирроп, пикроильменит, флогопит, появление которых связывается с эволюцией кимберлитового расплава в сторону возрастания концентраций Fe, Ti и Ca, а также с гибридным характером первичного расплава.

Сопоставление составов минеральных включений в оливинах и алмазах указывает на узкую область их совместной кристаллизации. Алмазы с ультраосновным парагенезисом включений кристаллизовались, видимо, только в самый начальный период протокристаллизации из расплава с максимальной магнезиальностью.

Температуры кристаллизации различных минеральных парагенезисов по существующим геотермометрам составляют 900-1200°

ИЛЬМЕНитОВЫЕ ГИПЕРБАЗИТЫ И ИХ РОЛЬ В ПОЗНАНИИ СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ

Г.П. Кудрявцева, В.К. Гаранин, Москва, СССР

Детальное петрографическое и минералогическое исследование ильменитовых гипербазитов из кимберлитовых трубок Якутии показало их резкое петрологическое отличие от других типов включений ультраосновных пород в кимберлитах. Выявлены минеральные парагенезисы и закономерности изменения химического состава ильменитовых пород в кимберлитовых трубках.

Показано, что в Мало-Ботуобинском поле для кимберлитовой трубки Мир характерен широкий набор минеральных ассоциаций ильменитовых гипербазитов: оливиниты, диопсидиты, верлиты, вебстериты, энстатиты, лерцолиты и гарцбургиты; преобладающими являются гранитсодержащие разновидности этих пород. При переходе к северным кимберлитовым трубкам поле минеральных парагенезисов сужается, преимущественным распространением пользуются ильменит-оливиновые и ильменит-оливин-флогопитовые породы. Установлена корреляция между рудоносностью кимберлитовых тел и типом ильменитовых гипербазитов в них.

Применение современных геотермометров и геобарометров позволило оценить P-T-условия образования изученных железомagneзиальных гипербазитов. Выявленные закономерности отражают сложную дифференциацию и эволюцию ультраосновных магм, обогащенных железом и титаном. На основе данных петрохимического анализа минеральных парагенезисов обсуждаются особенности строения земной коры и верхней мантии.

ФАЗОВЫЕ РАВНОВЕСИЯ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТАХ
ДОКЕМБРИЯ /НОВЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ/
В.П. Мельник, Киев, СССР

На основании новых экспериментальных и расчетных данных /с использованием системы согласованных термодинамических констант минералов/ изучены фазовые равновесия и определены условия образования основных минералов железисто-кремнистых формаций докембрия: магнетита (Mgt), гематита (Hem), гетита (Gt), сидерита (Sid), гриналита (Gre), миннесотаита (Min), гронерита (Gru), фаялита (Fa), в ассоциации с кварцем (Q).

Установлены следующие верхние температурные границы устойчивости минералов и минеральных ассоциаций при давлениях 3-8 кбар в присутствии флюида, состоящего из H_2O или CO_2 :
 $Gt \rightarrow Hem$ ($130-200^\circ C$), $Gre + Hem \rightarrow Mgt + Q$ ($180-200^\circ$),
 $Gre + Q \rightarrow Min$ ($200-220^\circ$), $Min \rightarrow Gru + Q$ ($300-330^\circ$), $Gru \rightarrow Fa + Q$ ($640-690^\circ$), $Sid + Hem \rightarrow Mgt$ ($350-420^\circ$), $Sid \rightarrow Mgt$ ($450-600^\circ$) и $Sid + Q \rightarrow Fa$ ($> 600^\circ$). Определены фазовые равновесия и состав сложного флюида при метаморфизме карбонатно-силикатных железистых пород, где широко развиты преобразования:
 $Sid + Q \rightarrow Min$, $Sid + Q \rightarrow Gru$, а также замещения силикатов магнетитом в результате окислительно-восстановительных реакций с участием H_2O и CO_2 : $Gru \rightarrow Mgt + Q$, $Fa \rightarrow Mgt + Q$, и т.п. Показано, что с увеличением температуры в равновесном флюиде возрастает содержание CH_4 , H_2 и CO . Определены параметры, контролирующие образование магнетита и повышающие качество железных руд.

ПРЕВРАЩЕНИЕ МИНЕРАЛОВ В МОДЕЛИ ГИПЕРГЕНЕЗА

И.П. Мовчан, Киев, СССР

1. В основу модели гипергенеза положен высокий градиент концентраций структурообразующих катионов на границе раздела вода/минерал. Интенсивность конвективного потока воды определяет скорость и глубину структурных преобразований минералов. В макросистеме осуществляется как конгруэнтное, так и инконгруэнтное растворение в зависимости от состава материнского минерала.

2. При инконгруэнтном растворении, свойственном алмосиликатам и силикатам, глинозем практически не переходит в раствор и образует в поверхностном слое твердой фазы новообразования путем коагисценции нерастворимых фрагментов структуры. При активном дренаже воды через породу будет кристаллизоваться глинозем /гиббсит, бемит/, при малых скоростях - каолинит и при весьма слабом потоке - смектиты и смешанослойные образования.

3. Экспериментальные исследования в экстракторах Сокслета и специально разработанных промывных гидротермальных автоклавах дают возможность воспроизводить природный процесс нормального и латеритного выветривания, а также низкотемпературных стадий гидротермального процесса.

АЛМАЗЫ ХЕННЭН - ПРОДУКТ МЕТАСТАБИЛЬНОГО
ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОГО СИНТЕЗА

А.В. Никитин, Е.Н. Крылов, С.В. Пепин, Иваново, СССР

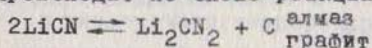
В 1880 г. Дж. В. Хеннэи сообщил [1] о первом успешном синтезе алмазов - в условиях, при которых алмаз по современным представлениям метастабилен. Исходными реагентами служили продукт перегонки /115-150°C/ костяного масла и металлический литий, подвергавшиеся продолжительному нагреву при 800-850°C в герметичных стальных сосудах.

Авторами обосновывается модель вышеуказанных процессов, включающая в себя следующие положения:

1. Алмазообразование в опытах Хеннэи осуществлялось путем эпитаксиального физико-химического синтеза /по Звереву-Дерягину/ на затравках, зародышами которых были микроскопические зёрна карбида железа, образовавшегося при цементации стенок автоклава углеводородами костяного масла.

2. Гетероциклические соединения костяного масла, содержащие в структуре пиррольные и пиридиновые кольца, при термическом распаде выделяют HCN, что обеспечивает прохождение реакции $Li + HCN \rightarrow LiCN + H_2 \uparrow$

3. Элементарный акт выделения алмазной модификации углерода происходит по схеме реакции Лендиса



принципиальная пригодность которой для синтеза алмаза доказана в работе [2].

1. Hannay J.W., Chem. News, 1880, March 5, p. 106; Proc. Roy. Soc., London, 1880, No. 30, p. 450-473.
2. Никитин А.В., Известия высших учебных заведений. Серия химия и химическая технология, 1980, 23, 8, 994-998.

ЦИАНАМИДНЫЙ ТРАНСПОРТ УГЛЕРОДА КАК ОСОБЕННОСТЬ МЕХАНИЗМА ОБРАЗОВАНИЯ АЛМАЗОВ КИМБЕРЛИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

А.В. Никитин, С.В. Пепин, Иваново, СССР

Центральным вопросом проблемы происхождения природных алмазов продолжает оставаться выяснение химизма их синтеза.

Из представлений о "промежуточных соединениях" [1], литературных геологических [2] и спектроскопических [3] данных, экспериментов типа описанных в работах [4, 5] выводится модель алмазообразования, согласно которой:

1. Предшествовавшая кимберлит-цементу среда являлась насыщенным флюидами оксидным расплавом, минерализованным цианамидами типа $(Ca, Mg)CN_2$.

2. Цианамидный минерализатор не только обеспечивал химический транспорт углерода по схеме: $Ca(CN)_2 \rightleftharpoons CaCN_2 + C$ алмаз графит, но и выполнял роль плавни, способного в отдельных случаях понизить температуру плавления системы вплоть до $T_{пл.} \approx 600^\circ C$. Все это обеспечивало термодинамически стабильный синтез алмаза в интервале давлений $P = 30 \pm 50 \cdot 10^8$ Па.

3. Химический состав кимберлитов (с учетом флюидов CH_4 , CO , N_2) и термодинамики их формирования [2] благоприятствуют образованию цианамидов Ca и Mg.

4. Минерализатор оставил свой "след" в кимберлите - в виде рассеянных вторичных карбонатов, образованных по реакциям типа: $CaCN_2 + 3H_2O = CaCO_3 + NH_3 \uparrow$

5. Подпитка маточной среды углеродом осуществлялась по механизму газового транспорта: $CaCN_2 + CO, CH_4 \rightarrow Ca(CN)_2 + CO_2, H_2 \uparrow$ что хорошо соответствует изотопному составу природных алмазов.

1. Вокни Г.Б., Волков А.И. Кристаллография, 14, 1, 1969
2. Соболев В.С. Геология и геофизика, 1, 1960
3. Соболев Е.В. Тр. ин-та геол. и геофиз., СО АН СССР, 403, 1978
4. Никитин А.В. Изв. вузов., Сер. хим. и химич. технол., 23, 8, 1980
5. Никитин А.В., Липатов Н.Г. Тезисы доклада на Международном симпозиуме "Сверхтвердые материалы", Киев, 1981

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ БЕРИЛЛИЕВЫХ МИНЕРАЛОВ В СИСТЕМЕ $\text{BeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ -ГАЛОГЕНИД МЕТОДОМ ХИМИЧЕСКИХ ГАЗОТРАНСПОРТНЫХ РЕАКЦИЙ

А.Я. Родионов, Новосибирск, СССР

Изучены условия мономинеральной кристаллизации берилла, хризоберилла и фенакита из газовой фазы в системе $\text{BeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ -галогенид. Эксперименты выполнены в ампулах из кварцевого стекла футерованных С при температуре шихты (T_1) 1100°C , остаточном давлении в системе при комнатной температуре ($P_{\text{ост}}$) 10^{-1} Па, градиенте температур между шихтой и зоной кристаллизации (ΔT) $5\text{-}120^\circ\text{C}$. Удельные поверхности различных фракций оксидов Be, Al и Si определены методом тепловой десорбции Ar (S_{BeO} , $S_{\text{Al}_2\text{O}_3}$, S_{SiO_2}).

Построены экспериментальные зависимости, отражающие состав фаз и их количественные соотношения в горловине ампулы при изменении S_{BeO} , $S_{\text{Al}_2\text{O}_3}$, S_{SiO_2} в шихте и постоянных T_1 , ΔT , $P_{\text{ост}}$: Получены ассоциации фаз: /хризоберилл-фенаkitовая/, /хризоберилл-берилл-фенаkitовая/, /хризоберилл-берилловая/, /хризоберилл-муллитовая/, /берилл-фенаkitовая/. Стабильность β -тридимита в отмеченных ассоциациях подтверждается ростом затравочного кристалла. При определенных соотношениях S_{BeO} , $S_{\text{Al}_2\text{O}_3}$, S_{SiO_2} получена мономинеральная кристаллизация берилла, фенакита, хризоберилла и муллита в горловине ампул. Для разных ΔT эти соотношения отличаются. Каждая фаза ассоциации образует зону на стенке ампулы, в пределах которой возможен рост затравочного кристалла данной фазы и происходит замещение других фаз. По закономерной смене ассоциаций построена фазовая диаграмма системы $\text{BeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ -галогенид. Применение диаграммы позволяет определять влияние состава шихты и параметров транспортного процесса / $S_{\text{Al}_2\text{O}_3}$, S_{BeO} , S_{SiO_2} , $P_{\text{ост}}$, T_1 , ΔT , состав транспортера/ на относительное содержание соединений Be, Al, Si в газовой фазе зоны роста. В областях мономинеральной кристаллизации получен рост берилла, хризоберилла и фенакита на затравочные кристаллы.

КРИСТАЛЛОХИМИЯ ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДОВ Na-КАЛЬСИЛИТОВ

П.А. Сандомирский, Москва, СССР

Из литературных данных по системе $KAlSiO_4$ - $NaAlSiO_4$ известно, что температура полиморфного перехода от гексагональных А-фаз кальсилитового типа к высокотемпературным ромбическим В-фазам $K_{1-x}Na_xAlSiO_4$ возрастает от 950 до 1600°C с увеличением x от 0 до 0,25, а для $x > 0,25$ В-фазы отсутствуют. Эти факты хорошо объясняются морфотропной закономерностью для производных от тридимита структур [4], к которым относятся Na-кальсилиты и их высокотемпературные фазы. Указанная закономерность позволяет 1/ отнести В-фазы к структурному типу $RbAlSiO_4$, 2/ объяснить отсутствие В-фаз для $x > 0,25$ и повышение температуры перехода при увеличении x , 3/ рассчитать температуры переходов А-фаз в В-фазы, используя данные о тепловом расширении связей К-О, Na-О, Al-О, Si-О и 4/ предсказать на основе данных по сжимаемости этих связей повышение температуры перехода при повышении давления. Расчеты фазовой границы Т-х выполнены для разных структурных моделей Na-кальсилитов, и наилучшую сходимость с экспериментом обеспечивает модель, в которой принцип аддитивного сложения длин связей К-О кальсилита и Na-О нефелина действует при $x > 0,1$. При $x > 0,1$ длина связей Na-О должна быть больше, чем в нефелине.

1. Сандомирский П.А., Белов П.В., Сигаловская Ю.И. "Геохимия", 1980, 10, 1509.

РАВНОВЕСНАЯ СТЕПЕНЬ ПОРЯДКА Al, Si В ТВЕРДЫХ РАСТВОРАХ
ЩЕЛОЧНЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Э.Э. Сендеров, А.М. Вычков, Москва, СССР

Над линией равновесного сольвуса в системе Ab - Or располагается область однородных твердых растворов. Целью настоящей работы явилось исследование степени порядка Al, Si в этой области в зависимости от состава полевого шпата при разных температурах.

Равновесное структурное состояние находилось приближением с двух сторон: путем разупорядочения низких модификаций и упорядочения высоких при температурах от 550 до 950°C и давлении водного флюида от 10 до 2000 бар. Состав и степень упорядоченности синтезированных образцов определяли по параметрам элементарных ячеек.

На основании экспериментальных данных установлено, что вхождение калия в богатый натрием и особенно натрия в богатый калием щелочной полевой шпат приводит при постоянной температуре к понижению в нем Al, Si порядка, а линия постоянной упорядоченности на T - X диаграмме имеет минимум по температуре, смещенный к богатому калием разнообразиям, причем тем сильнее, чем ниже температура.

Термодинамический анализ показывает, что положение линий постоянной упорядоченности на T - X диаграмме задается уравнением $dT/dX_{Or} = \partial^2 G^{ex} / \partial X_{Or} \cdot \partial S$

где X_{Or} - мольная доля ортоклазового компонента в твердом растворе, G^{ex} - избыточная энергия Гиббса смещения, S - конфигурационная энтропия. Анализ этого уравнения также указывает на наличие минимума.

Усовершенствованная с учетом равновесного структурного состояния T - X диаграмма позволяет использовать степень порядка щелочных полевых шпатов для оценки температур быстро остывших эффузивных и субвулканических пород.

ФАЗОВАЯ РТ ДИАГРАММА СУЛЬФИДА РТУТИ

В.А. Сорогин, С.С. Бойка, Черноголовча, СССР

Методом ДТА исследованы фазовые переходы в сульфиде ртути в диапазоне давлений 470-2030 МПа и температур 753-1203°К. Образец, весом 20 г помещался в реактор, давление в котором регистрировалось манганиновым манометром. Передачей давление средней служил аргон. Температура создавалась платиновой печью сопротивления и измерялась платино-платинородиевой термопарой. Скорость изменения температуры составляла 1-2°/сек. Исходным материалом служила киноварь с каторождения "Северное", общее количество примесей в которой по данным спектрального анализа не превышало 0,01%. На термограмме учитывались только результаты регистрации эффектов в циклах нагрева. Температура превращения киноварь-метациннабарит линейно возрастает с увеличением давления $\frac{dT}{dP} = 0,347$ град/МПа. Температура плавления метациннабарита возрастает с давлением $\frac{dT}{dP} = 0,029$ град/МПа, для киновари $\frac{dT}{dP} = 0,056$ град/МПа. Тройная точка киноварь-метациннабарит-расплав лежит в координатах: 1500 МПа \pm 0,1 и 1137 \pm 15°К. Параметры ячейки киновари до и после опыта остаются неизменными: $a = 4,1460 \pm 0,0004$ и $c = 9,4965 \pm 0,0025$ соответствуя стехиометричному составу HgS.

ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ СТРУКТУР РАСПАДА В МИНЕРАЛАХ ЭКЛОГИТОПОДОБНЫХ ПОРОД

В.С. Шацкий, Н.Р. Стенина, В.С. Павляченко,
Л.В. Усова, Новосибирск, СССР

Методами рентгенографической монокристалльной пленки, рентгеноспектрального микроанализа, оптической и просвечивающей электронной микроскопии исследовались структуры распада в минералах эклогитоподобных пород трубки "Удачная".

В гранате структуры распада представлены иглами рутила, имеющего аномальное удлинение. В клинопироксене наблюдаются ламели ортопироксена параллельные /100/ толщиной 10-20 мкм, ламели инвертированного пикноита параллельные /100/ и реже /001/ толщиной 1-3 мкм. Кроме того в клинопироксенах с отношением $\frac{\text{Fe общ.}}{\text{Fe общ.} + \text{Mg}} = 0,37-0,41$ отмечаются выделения гематита, сопряженные с ламелями ортопироксена. В клинопироксене с отношением $\frac{\text{Fe общ.}}{\text{Fe общ.} + \text{Mg}} = 0,21-0,23$ присутствуют иглы рутила, ориентированные в трех направлениях.

Установлено, что часть тонких ламелей состоит из чередующихся слоев с моноклинной и ромбической структурой. Кроме крупных ламелей в матрице клинопироксена установлены планарные дефекты, которые представляют собой пластинки ортопироксена микрометровой толщины. С учетом имеющихся в настоящее время экспериментальных данных оценивается нижний температурный предел распада первичного клинопироксена, который для изученных пород составляет 1050-1150°C.

Исследование структур распада позволило сделать заключение, что ксенолиты эклогитоподобных пород представляют собой фрагменты глубинных интрузий основного состава, кристаллизовавшихся в нижних частях земной коры в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

ФАЗОВЫЕ РАВНОВЕСИЯ В МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ КОЛОНКАХ ЛИСТВЕНИТОВ

И.П. Шербань, Киев, СССР

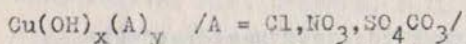
1. Известно, что в природных условиях наиболее широкое распространение получили два типа апосерпентинитовых метасоматических колонок: кварц+магнезит /лиственит/ — тальк+магнезит — серпентинит и кварц — тальк — серпентинит.

2. Термодинамические расчеты и экспериментальные данные показали, что в случаях высокой $\Sigma \text{CO}_2 \gg 10^{-2}$ и $\text{pH} \gg 5$ образуется ассоциация магнезит+кварц, т.е. лиственит, которая при понижении ΣCO_2 до 10^{-2} – 10^{-4} и увеличении pH до 7–9 замещается парagenезисом магнезит+тальк. Дальнейшее падение ΣCO_2 может привести к реализации бескарбонатной ветви процесса: образование при низких pH — кварца, а при более высоких талька.

3. Вместе с тем, кварцево-карбонатная ассоциация является относительно низкотемпературной, устойчивой при умеренных обших давлениях (500–1000 атм.) и сравнительно небольших содержаниях ΣCO_2 ($< 25\%$) в растворе до температур, не превышающих 300–350°C.

4. Следовательно, приведенные минеральные ассоциации следует рассматривать как продукт диффузионного одностадийного равновесного метасоматического процесса, для полной реализации которого необходимо выполнение трех основных условий: относительно высокая активность углекислоты в растворах, последовательное возрастание их щелочности по мере приближения к серпентинитам и сравнительно низкая температура. Не выполнение первого и третьего взаимосвязанных условий приводит к реализации бескарбонатной ветви процесса.

FORMATION CONDITIONS AND STABILITY OF



Chr. Balarew, L. Markov, Sofia, Bulgaria

Potentiometric precipitation curves of copper sulphate, chloride and nitrate solutions with sodium carbonate solutions are studied. The limits of formation of the different basic copper salts are described. The structures of the salts are similar to these of the corresponding natural minerals. The salts are isolated and studied by chemical and X-ray analyses, electronic microscopy and IR spectroscopy. It is proved that pH of the medium is the most important factor concerning formation and stability of the basic copper salts. The mechanism of the transitions of these compounds is studied. On the basis of structure data, the manner of the crystal structures formation of these basic salts is established. The possibility for incorporation of water molecules is discussed as well. These data allow to draw conclusions about formation conditions of the basic copper minerals.

ISOMORPHOUS AND ISODIMORPHOUS ADMIXTURES IN MINERALS
Chr. Balarew, Sofia, Bulgaria

The problem of the content of isomorphous and isodimorphous admixtures in minerals is treated theoretically. The factors affecting the values of the distribution coefficients between coexisting phases are discussed. Particular attention is paid to the distribution coefficients between crystalline phases and coexisting liquid phases. In the case of isomorphous admixtures a thermodynamically derived quantitative expression for calculation the distribution coefficients is used. For the isodimorphous admixtures the existence of a polymorphic form of the admixed salt, which is isomorphous with the host crystal structure is assumed. In this case in the distribution coefficients expression either the solubility term of admixed component's metastable form or the phase transition free energy of the polymorphic transition should be used.

Some applications of the distribution coefficients values to mineralogic problems are discussed. The use of the distribution coefficients between coexisting phases (e.g. sulfides) in geologic thermometry is shown. Studies on the distribution coefficients in some minerals (e.g. of evaporite deposits) can be used as a guide to the location of mineral deposits of the admixed components.

ABOUT PHASE HETEROGENEITY OF THE NATURE TANTALO-
NIOBATES AND TRACE ELEMENTS MODE OF OCCURRENCE

I.D. Belyaeva, S.I. Lebedeva, Moscow, USSR

The nature tantalo-niobates, homogeneous at light microscope, are often heterogeneous in structure - morphologic and phase concern when studied in detail with the help of electronic optic and x-ray microanalyser.

The mineral microinclusions and trace elements microsegregations were observed in the pyrochlores from carbonatites and metasomatites. Some samples display block structure. Tantalo-niobates micro inclusions are distinguished in Ta-Nb-bearing cassiterites, the structures of the exsolution are revealed in some columbite-tantalites.

Experimental investigations were carried out in order to study admixture elements behaviour, during these experiments the nature tantalo-niobates were treated thermically at different temperatures which caused their solid phase recrystallization. Display modes of the latter are rather various. Heating may lead to element isolation in different phases. Thermal treatment often facilitates increase of microinclusions or intergration of individuals forming exsolution structures and sometimes facilitates formation of new mineral microinclusions.

Phase heterogeneity of tantalo-niobates is probably due not only to different diffusion mobility of the elements, which in its turn is caused in great extent by presence of ultramicroscopic defects in the minerals, but also to phenomena of solid phase recrystallization, of the exsolutions and structure ordering.

PIGEONITE AND AUGITE COMPOSITIONS IN THE SYSTEM

$\text{CaO-Na}_2\text{O-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ FROM 0 TO 10kb

G.M. Biggar, Edinburgh, England

A range of compositions which crystallised the subsolidus assemblages Forsterite-Plagioclase-Pigeonite-Augite; Forsterite-Plagioclase-Spinel-Augite; Enstatite-Spinel-Plagioclase-Augite were investigated to determine the pressure and temperature of the reaction Plagioclase + Forsterite = Pigeonite + Spinel.

The same compositions when melted define the PT conditions at which plagioclase and forsterite cease to be stable with liquid and are replaced by pigeonite and spinel with liquid.

The calcium-poor pyroxene phase is a structurally and chemically continuous solid solution with pigeonite and in these experiments aluminous pigeonite compositions (up to 8 wt. % Al_2O_3) with very low CaO contents were found. Low calcium ferropigeonites are known from synthetic studies in the system $\text{CaO-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. A case is made for extending the name pigeonite to compositions beyond the rather narrow compositional range found so far in rocks.

The augite compositions show an extensive pressure and temperature dependent range of compositions with up to 30 mole % calcium tschermaks molecule, and up to 50 mole % enstatite.

DISTRIBUTION OF SOME TRACE ALKALINE AND ALKALINE-EARTH
ELEMENTS BETWEEN CRYSTALLINE OR MOLTEN ANORTHITE AND
HYDROTHERMAL CaCl_2 SOLUTION

F. Delbove, M. Robert, J. Roux, Orléans, France

Henry's partition coefficients $D = (\text{Tr}/\text{Ca})_{\text{Fels}} / (\text{Tr}/\text{Ca})_{\text{Sol}}$
(in number of atoms in the different phases of interest) of
trace elements Na, Rb, Cs, Sr and Ba between crystalline
(1250°C-4 kbar) or molten (1350°C-4 kbar) anorthite were de-
termined experimentally, using an internally heated pressure
vessel with molybdenum windings. All the trace elements were
found to be systematically enriched in the fluid phase (all the
D values are inferior to 1), but this tendency is much more pro-
nounced in the case of alkaline elements first, and in the case
of crystalline anorthite; in fact, the D values for Rb and Cs
with crystalline anorthite were much too low ($< 10^{-3}$) to be
measured with accuracy. The D values are the result of the si-
multaneous influence of the ionic charge and radius of the tra-
ce element, and of the physical state of the feldspar phase.

CALCITE AND DOLOMITE WITHOUT PORTLANDITE AT A NEW EUTECTIC
IN $\text{CaO-MgO-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$

M.F. Fanelli (Houston), N. Cava (New Orleans),
P.J. Wyllie (Chicago), USA

The eutectic for the coprecipitation of calcite, portlandite, and brucite (with H_2O -rich vapor) at about 600°C has served as a model for carbonatite magmas. Attempts to determine conditions for the appearance of dolomite at this eutectic have been unsuccessful. We added Ca(OH)_2 to $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$ at 2 kbar, to depress the liquidus and to locate a field boundary for liquids coexisting with calcite and dolomite. The vapor-saturated liquidus surface falls steeply. The field boundary begins by reaction at 880°C , extending approximately in the direction from $\text{CaMg(CO}_3)_2$ towards Mg(OH)_2 , down to a eutectic with periclase and vapor at 660°C . Therefore, there are two low-temperature eutectics in this system where calcite is precipitated, one with portlandite and one with dolomite. The dolomite-eutectic is connected to the portlandite-eutectic by a liquidus field boundary for calcite-periclase-vapor, which passes over a thermal barrier related to the join $\text{CaCO}_3\text{-Mg(OH)}_2$. Discovery of the second eutectic opens up new prospects for liquid paths in silicate-carbonatite magmas. Two-phase tie-lines show that melts with high Mg/Ca precipitate almost pure calcite. The results remove the embarrassment of portlandite from synthetic carbonatite magmas, and illustrated conditions for the precipitation or resorption of calcite and dolomite from melts at moderate temperatures.

EVOLUTION OF METAMORPHISM AND CHEMICAL
HETEROGENEITY OF MINERALS

V.V. Fedkin, Chernogolovka, USSR

A detailed microprobe examination of co-existing minerals from metamorphic complexes has revealed certain peculiarities in the variations in their chemical compositions across the surfaces of the grains in contact and along their individual profiles. The chemical heterogeneity detected in rock-forming minerals has been found to reflect the evolution history of the physico-chemical conditions of metamorphism. Applying the Korzhinskii concept of 'local equilibrium' to several metamorphic complexes in the USSR (Turkestan, Aldan, Central Pamir), it has been shown that 'unequilibrated' multimineral assemblages are very useful in evaluating the thermodynamic parameters (temperature, pressure, volatiles' regime) of mineral formation over different periods in the region's metamorphic history. On the basis of these data, the changes that have taken place in these parameters with time can be traced down and related to the geologic and tectonic evolution. The trends recorded in the physico-chemical conditions at the regression stage of metamorphism indicate clearly that the cooling of rock metamorphic complexes is normally brought about by their general uplift (decreasing lithostatic pressure) and degassing.

PHYSICO-CHEMICAL CONDITIONS OF MINEROGENESIS
 IN SOME IRON-FORMATIONS PRE-CAMBRIAN
 V.I. Fonarev, Moscow, USSR

A set of geothermometers (two-pyroxene, cummingtonite-orthopyroxene, cummingtonite-clinopyroxene), geocimeters (orthopyroxene-magnetite-quartz, cummingtonite-magnetite-quartz etc.) and geobarometers (orthopyroxene-olivine-quartz etc.) has been derived from the experimental data available. The mineralogical conditions for a number of pre-cambrian iron-formations have been determined from about 300 analyses and using the data from the literature (see the Table). Attention has been focussed on the O_2 regime. The O_2 fugacity has been found in all cases to vary considerably even over small distances, reflecting thereby variations in primary skarn formation conditions. In the regions where concomitant hydrothermal action took place (Middle Pobuzje), the differences in the O_2 fugacity are smaller. The O_2 regime has been found to differ markedly with regions.

Region	$T^{\circ}C$	$P_{comp.}(bar)$	$P_{H_2O}^P_{comp.}$	$-lgf_{O_2}(bar)$
Priazovje (USSR)				
I stage	695	4900	<0.47	15.245-16.623
II stage	695	4900	>0.59	14.772-16.415
Middle Pobuzje (USSR)				
I stage	700	6000	<0.44	?
II stage	700	6000	>0.56; 0.84	15.246-16.005
Bloom Lake(Canada)	600	7000	>0.6	14.094-19.352
Gagnon (Canada)				
I stage	710	10000	0.56	10.897-15.693
II stage	710 580	~10000	>0.56; <0.8	11.679-15.980
Tabacco Root Mountains (USA)				
	705	6600	0.54-0.8	15.421-15.891
Ruby Mountains (USA)				
	670	5500	0.25-0.8	15.320-16.196
Yilgarn Block (Australia)				
I stage	683	3700	≤0.51	16.675-17.093
II stage	683	3700	≥0.90	16.846-17.130

MINERALOGICAL CHARACTERISTICS OF ANDALUSITE FROM
"EL CARDOSO" (GUADALAJARA, SPAIN)

J. Garcia-Guinea, R. Garcia-Gimenez, J.A. Medina,
S. Leguey, Madrid, Spain

The band of metamorphic rocks which shows up in the left margin of the Jarama valley has been studied.

This place is considered to be associated to the discovery of andalusite, and is located in the borderline between Madrid and Guadalajara provinces. The above band contains large masses of andalusite associated to staurolitic schists with almandine garnet.

The field study has allowed to differentiate three mineral assemblages in the schists:

- a) Andalusite concordant with the schist corresponding to the second phase of the metamorphism of East Guadarrama.
- b) Andalusite associated to quartz boudines.
- c) Andalusite assembled to quartz in fractures containing starlike associations of muscovite crystals.

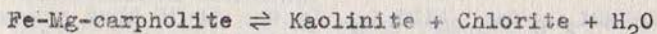
By means of optical microscopy, X-ray diffraction, scanning electron microscopy and other techniques, the above mineral assemblages have been studied, regarding their zoning, grain boundaries, chemical composition, structural characteristics and some physical properties.

The results obtained have helped in the understanding of the transformation processes, such as growth and dissolution of the andalusite, their zone growths and their relationships with muscovites, chlorites, biotites, staurolites and quartz.

EXPERIMENTAL COMPARISON OF CHLORITE AND KAOLINITE SOLUBILITIES:
CONTROL OF DISSOLUTION KINETICS BY CRYSTALLIZATION KINETICS

B. Goffé, M. Lagache, Paris, France

The solubility of silicate minerals in hydrothermal solutions has been difficult to measure. Fe-Mg-carpholite is a SiAlMgFe-containing phase which is stable under high pressure-low temperature conditions. The dissolution of this mineral under low pressure-low temperature hydrothermal conditions allows us to show the solubility differences between chlorite and kaolinite. These two phases appear due to the destabilization of Fe-Mg-carpholite. The reaction is (at 250°C - 3 kb):



Fe-Mg-carpholite crystals are immersed in the hottest spot (300°C) of a solution where there is a 50°C temperature gradient over 15 cm distance. The crystals begin to dissolve and are pseudomorphosed by chlorite crystals. Kaolinite crystallizes at the coldest spot of the gradient.

The reaction is evident within a month time. When all three phases are present, the composition of the solution is: $|\text{SiO}_2| = 153 \text{ mg/l}$, $|\text{Al}_2\text{O}_3| = 30 \text{ mg/l}$, $|\text{MgO}| = 2 \text{ mg/l}$, $|\text{FeO}| = \text{n.d.}$

Six months are required before Fe-Mg-carpholite is totally dissolved. At that moment, the composition of the solution is: $|\text{SiO}_2| = 87 \text{ mg/l}$, $|\text{Al}_2\text{O}_3| = 4 \text{ mg/l}$, $|\text{FeO}| = 9 \text{ mg/l}$, $|\text{MgO}| = 89 \text{ mg/l}$.

The dissolution of Fe-Mg-carpholite becomes much more rapid if periclase is added to the coldest spot of the system. Chlorite then crystallizes also at this spot. This suggests that kaolinite is more soluble than chlorite and that chlorite crystallizes faster than kaolinite.*

The amount of Si and Al needed to crystallize kaolinite is transported through the solution whereas the Si Al Fe Mg needed to crystallize chlorite is rapidly fixed by the chlorite crystals which pseudomorphose the Fe-Mg-carpholite.

The rate of dissolution of the unstable mineral is controlled by the rate of extraction of these elements from the solution, which is done by trapping them in the crystalline lattices of chlorite and kaolinite.

EXPERIMENTAL SOLUBILITY STUDIES ON THE $\text{Ca}_{0,5}\text{AlSi}_2\text{O}_6$ -MINERAL
IN CLINOPYROXENES AT 14-70 KBAR

R.A. Ishbulatov, L.T. Chudinovskikh (Chernogolovka)
E.K. Malinovskaya (Moscow), USSR

Solid-media high-pressure apparatus of the piston-cylinder (P=10-30kbar) and anvil-with-hole (P=25-70kbar) types have been used for experiments on phase equilibria in the system $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ - $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ - SiO_2 at 1200°C. At 14-65 kbar, this system has been found to contain a monomineralic clinopyroxene field with "excess" SiO_2 as the $\text{Ca}_{0,5}\text{AlSi}_2\text{O}_6$ mineral. The highest solubility of this mineral at certain pressures has been recorded in the join $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ - $\text{Ca}_{0,5}\text{AlSi}_2\text{O}_6$. In the 14-35 kbar pressure range, the clinopyroxene solid solutions were found to contain to 47 wt.% $\text{Ca}_{0,5}\text{AlSi}_2\text{O}_6$, which corresponds to 21 wt.% "excess" SiO_2 . As the pressure increases, the mineral's solubility decreases to the point where, at $P > 70$ kbar, all clinopyroxene solid solutions decompose to assemblages clinopyroxene+garnet+coesite. The experimentally established patterns have been confirmed by the data available on natural clinopyroxenes from eclogite inclusions in kimberlites and from rocks of high degrees of metamorphism. The role played by the eclogite temperature barrier in the model for mantle basic magmas generation has been discussed.

ANALYSIS OF MINERAL PARAGENESSES OF HYDROTHERMALLY
MODIFIED MARLS IN NaCl SOLUTIONS IN STEEL VESSELS
K.J. Kanazirski, Sofia, Bulgaria

For the purposes of an experimental study of the Na-alkaline metasomatism, the calcite-hedenbergite-clorite-sodalite-plegioclase-magnetite association was obtained by hydrothermal modification of marls from the town of Popovo (NE Bulgaria) in NaCl solutions at $T = 400-750^{\circ}$ and $p = 10\ 132 - 151\ 987\ \text{kg/m}^2$ (100-1500 atm). The minerals wollastonite, cancrinite and devyne were added to this association at various temperature ranges. An answer to the question whether an equilibrium is achieved during this modification is supplied by an analysis of the mineral parageneses obtained.

System studied: $\text{NaCl} - \text{CaO} - \text{FeO} (\text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{O}_2$. Parameters of the system: virtual inert components SiO_2 and Al_2O_3 ; inert components in excess $\text{FeO} (\text{Fe}_2\text{O}_3)$ and CaO ; perfectly mobile components H_2O , CO_2 , NaCl and O_2 . The phase rule defines the system as a multisystem with 5 nonvariant points and 10 lines of monovariant equilibria. The following paragenetic diagrams are constructed: $\mu_{\text{H}_2\text{O}} - \mu_{\text{NaCl}}$ (metasomatic processes), $\mu_{\text{H}_2\text{O}} - \mu_{\text{CO}_2}$ (metamorphic processes) and $\mu_{\text{CO}_2} - \mu_{\text{NaCl}}$.

The study demonstrates the great possibilities offered by the combination of experimental and topological investigations, applied to a natural object (marls) of complex chemical composition.

Original data are obtained in the analysis of alkaline metasomatic parageneses and a theoretical contribution is made: paragenetic diagrams involving two inert components in excess are developed.

ANALYSIS OF MINERAL PARAGENESES OF HYDROTHERMALLY MODIFIED
MARLS IN Na_2CO_3 SOLUTIONS IN STEEL VESSELS

M.M. Kanazirski, Sofia, Bulgaria

A close combination of experimental and topological investigation allows a more profound examination of mineral equilibria in the systems investigated. In an experimental study of the Na-alkaline metasomatism, the mineral phases calcite, aegirine-augite, cancrinite, pectolite and magnetite were obtained by hydrothermal modification of marls from the town of Popovo (NE Bulgaria) in Na_2CO_3 solutions at $T = 400\text{-}650^\circ$ and $p = 10\ 132 - 151\ 987\ \text{kN/m}^2$ (100-1500 atm). In various temperature ranges this constantly present association is complemented by the minerals sodalite, nepheline, wollastonite, chlorite and olivine.

System studied: $\text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{CaO} - \text{FeO} (\text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{O}_2$. Parameters of the system: virtual inert components SiO_2 and Al_2O_3 ; inert components in excess $\text{FeO} (\text{Fe}_2\text{O}_3)$ and CaO ; perfectly mobile components H_2O , CO_2 (H_2CO_3) and Na_2CO_3 . The application of the phase rule identifies the system investigated as a multisystem with 5 nonvariant points and 10 monovariant lines of equilibrium. The following paragenetic diagrams are constructed: $\mu_{\text{H}_2\text{O}} - \mu_{\text{Na}_2\text{CO}_3}$ (for metasomatic processes), $\mu_{\text{H}_2\text{O}} - \mu_{\text{CO}_2}$ (for metamorphic processes), and $\mu_{\text{CO}_2} - \mu_{\text{Na}_2\text{CO}_3}$.

Plotting of the paragenetic diagrams is a contribution of general importance for the theoretical basis of the physico-chemical analysis of mineral parageneses. In so far as in the practice of this analysis no case are known in which two inert components in excess are used for analysis.

NATURAL ANATEXIS OF AN ARGILLACEOUS SANDSTONE AT VERY
LOW H_2O PRESSURE BY A BASALTIC INTRUSION

S. Koritnig, Goettingen, FRG

At a depth of approximately 300 m below former earth's surface (corr. appr. 10 bars H_2O press.) a basaltic intrusion in a vent has melted incongruently the argillaceous part of a triassic sandstone (Lower Buntsandstein) except of quartz resistors. During the cooling of the melt, cordierite and pyroxene are crystallized, swimming now in appr. 65 vol.% glass. The sedimentary bedding remains, but is mainly contorted.

Microprobe analyses of the glass showed a granitic composition close to the cotectic line in the Qz-Ab-Or-An- H_2O system. Electron microprobe profiles across partly dissolved quartz resistors and glass show that the glass is chemically very homogeneous. Even close to quartz it is not SiO_2 richer. During heating experiments with a dilatometer, the glass is foaming up and loses its water content (appr. 1%).

The results of this investigation and more detailed formation conditions of the anatexite are discussed. Because of the high temperatures a direct hydrothermal destination of such anatexis conditions is not possible. Therefore these investigations are a further contribution to the mechanism taking place at the formation of granitic melts by partly molten argillaceous sandstone at very low H_2O pressures.

TRACE ELEMENTS ZONING DURING THE GROWTH OF CRYSTALS FROM A
SILICATE MELT: EXAMPLES OF Rb, Cs, Sr AND Ba IN THE Q -
- Ab - Or - H₂O SYSTEM

M. Lagache, J.P. Carron, Paris, France

An indirect method was used to study Na, K, Rb, Cs, Sr and Ba partition coefficients between crystals and silicate melt. An equilibrium between the studied melt and a hydrothermal solution was first achieved at 600°C and 2 kb. The same solution was then equilibrated with crystals at 750°C and 2 kb.

Major elements (Na and K) partition

The results obtained here are in good agreement with those of Tuttle and Bowen (1960) and allow us to follow melt and crystal evolution during a fractional crystallization process where the growth of zoned crystals takes place.

Trace elements (Rb, Cs, Sr and Ba) partition

Melt/solution partition coefficients depend on the Na/K ratio as well as the silica content of the melt. These variations are rather small for Rb and Cs, but are much more important for the alkaline earths. Feldspar/solution partition coefficients also depend on the Na/K ratio.

The variations of the resulting partition coefficient between feldspar and silicate melt are complex in the part of the Q-Ab-Or diagram located under the cotectic line.

Application to feldspar crystals growth

Sr and Cs have partition coefficients such that Sr ($P > 10$) is almost totally removed from the melt in the early stages of crystallization whereas Cs ($P < 0.1$) remains in the melt during the whole process.

Rb and Ba have partition coefficients closer to one. The variation of these parameters during fractional crystallization can lead to complex zoning with possible concentration maxima at some stages of the growth.

PHASE RELATIONS OF BERTRANDITE AND PHENAKITE IN THE
SYSTEM $2\text{BeO}-\text{SiO}_2-\text{HCl}(\text{HF})-\text{H}_2\text{O}$ at $400-600^\circ\text{C}$

A.S. Lebedev, T.P. Ragozina, Novosibirsk, USSR

The field of synthesis and stability of bertrandite and phenakite have been investigated in the range $400-600^\circ\text{C}$ and $P_{\text{H}_2\text{O}}$ up to 2 kb in 0,01-0,5M HCl, KCl, HF solutions. The bertrandite and phenakite stability was determined according to reaction: $\text{Be}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \rightleftharpoons 2\text{Be}_2\text{SiO}_4 + \text{H}_2\text{O}$ in HCl and KCl solutions. The equilibrium temperature of this reaction $T = 465 + 0,005P_{\text{H}_2\text{O}}$ ($t^\circ\text{C}$, $P_{\text{H}_2\text{O}}$ bar) was found to be identical to the minimum temperature of bertrandite dehydration in the presence of the phenakite crystals. Partial replacement of OH^- by F^- in the bertrandite structure resulted in the extension of bertrandite stability field according to the extension of bertrandite stability field according to the following expression: $-\lg C_{\text{HF}} = 4,6 - 0,0078T^\circ\text{C}$ (C_{HF} - mole per litre initial concentration HF). The refractive index of the $\text{Be}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH},\text{F})_2$ crystals is related to the fluorine content according to: $n_m = 1,608 - 0,0008M$ ($M = \% \frac{\text{F}}{\text{OH}+\text{F}}$). Fluorine content in the synthesised bertrandite changes from 10 to 80 mol % while temperature increases from 470 to 580°C at $P_{\text{H}_2\text{O}}$ 1 kb and $C_{\text{HF}} = 0,1$ mole per-litre. The synthesis of $\text{Be}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH},\text{F})$ in hydrothermal conditions indicates the possible existence of similar minerals which may be the potential fluorine activity indicators in the natural hydrothermal solutions.

STABILITY RELATION OF KAERSUTITE, REINVESTIGATED
ON NATURAL AND SYNTHETIC SAMPLES

T. Oba, K. Yagi, Yu Hariya, Sapporo, Japan

Kaersutites have been widely found in the xenoliths derived from upper mantle or lower crust, enclosed in alkali basalts, and their stability relation is of importance for elucidating the condition of the lithosphere. Recently refinement on their stability was made on natural kaersutites from Sofure, Iki, Japan and Kakanui, New Zealand, and synthetic kaersutite of $\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{TiSi}_6\text{Al}_2\text{O}_{23}(\text{OH})$ composition. Experiments were carried out in a piston cylinder apparatus at 750-1200°C and 5-26 kbar under $P_{\text{H}_2\text{O}} \cong P_{\text{T}}$, without control of f_{O_2} . Synthetic kaersutite is always associated with small amount of clinopyroxene, forsterite, and sphene or liquid. Phase assemblages are slightly different in these samples, owing to the difference in bulk composition. Aluminous phases change progressively from plagioclase through spinel to garnet with increasing pressure. Rutile, ilmenite and sphene are encountered as Ti-bearing phases, but no perovskite. Among the cations present in kaersutite, both Al^{VI} and K increase, whereas Ti decreases with increasing pressure, with a negative correlation between Al^{VI} and Ti. When plotted against pressure, Ti contents in both natural and synthetic kaersutites show negative pressure-dependence, of which the former has smaller $d\text{Ti}/dP$ than the latter, probably owing to the effect of Fe and K in natural ones. In the natural kaersutites the relation may be expressed by

$$\text{Ti} = -0.013 (\pm 0.005) P + 0.69 (\pm 0.07).$$

When pressure of formation of the natural kaersutites is inferred from this equation, close agreement is noticed between the calculated pressure and that estimated by other means. Thus Ti contents of kaersutites may be used as pressure indicator with some precaution.

EXPERIMENTAL METAMORPHISM OF A SALIFIED CLAY FROM A
GERMAN ZECHSTEIN DEPOSIT

M. Preuschoff, H.-H. Lohse, K. Schürmann, Marburg, FRG

In german zechstein deposits salified clays occur in schists up to 30 m thickness. Salified clays are chemically quite different from other clays. They contain not only 10-35% NaCl but also at least twice as much MgO, much less SiO₂ and some boron. With exception of earlier studies by Winkler a.v. Platen (1958, 1960), who used samples of clay deposits and added a small amount of sodium chloride, the influence of metamorphic processes for those types of rocks is unknown in literature. Therefore experimental investigations in studying the effect of progressive metamorphism for salified clays have been undertaken between 200°C and 800°C at water vapor pressures between 1 and 6 kbars using conventional hydrothermal equipment. Our starting material was a salified clay from the Salzdettfurth potash mine (T3) with the following mineralogical composition: illite, quartz, halite, koenenite, tourmaline and pyrite. The first step in progressive metamorphism is marked by the decomposition of koenenite + quartz = 7 Å-chlorite + halite. At higher temperatures the illite - muskovite transition takes place yielding small additional amounts of chlorite and quartz. At 500°C/3kbars all source clay silicates are unstable and a paragenesis: 14 Å-chlorite + cordierite + biotite becomes stable. At 620°C/2kbars 14 Å-chlorite disappears yielding talc + additional cordierite. Halite seems to be stable in the whole range investigated up to now, but the amount changes significantly. We assume that NaCl partly hydrolizes and interacts with the hydrous solution. Tourmaline becomes unstable above 600°C/2kbars.

Winkler, H.G.F. a.v. Platen, H.: Geochim. Cosmochim. Acta, (1958, 1960).

P-T EQUILIBRIA OF KIMBERLITE MINERALS FROM E.USA
L.A. Taylor, R.H. Hunter, Knoxville, USA

Early Mesozoic, diatreme- and hypabyssal-facies kimberlite in the Valley and Ridge (Tenn & Va) and Appalachian Plateau (E.Ky, S.W. Penn, & N.Y.). Provinces of the Eastern USA contain abundant mantle-derived xenoliths and megacrysts. An evaluation of various mineral barometers and thermometers has allowed an assessment of phase equilibria pertinent to both the source region and the evolving kimberlitic melt. The alumina content of opx coexisting with garnet and the diopside solvus have been the most widely used P and T indicators, respectively; although calibration problems exist, these methods have enabled a comparative study with other kimberlite occurrences.

Compositional variation within olivine, Cr-diopside, enstatite, garnet, and microilmenite megacrysts of the more southerly occurrences record near-isobaric (46-50 kb) fractionation and magma mixing events over a 200°C temperature interval (1300-1100°C) within the evolving kimberlitic melts. Porphyroclastic- and mosaic-textured garnet lherzolite, harzburgite, and dunite are the most common mantle lithologies represented. The garnet lherzolites yield calculated pressures in the range 48-55 kb and temperatures of 1250-1360°C. The megacryst and xenolith defined geotherms for these occurrences are similar to the steep, inflected limbs of the Lesotho-type geotherms. Spinel lherzolite xenoliths have a shallower origin with equilibration temperatures in the range 650-850°C. Megacryst suites from the N.Y. occurrences have a shallower origin than those from the E. Plateau and V & R provinces; calculations yield values of 30-35 kb and 1100-1050°C.

These P-T data have allowed an assessment of tectonic regimes pertinent to rift-related magmatism during the early phases of opening of the Mid-Atlantic.

EXPERIMENTAL SKARN FORMATION

V.A. Zharikov, Moscow, USSR

Experimental investigations in the system $\text{CaO-MgO(FeO)-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ were coupled with thermodynamic calculations based on experimental findings to establish the T,P, X_{CO_2} boundary conditions in the formation of various skarn types and facies.

Component partitioning between co-existing minerals in skarn parageneses has been found to depend on the solution acidity, carbon dioxide pressure, temperature, oxidation potential, thus providing a better insight into the physico-chemical conditions of skarn formation.

Various types of bimetasomatic skarn zoning were experimentally reproduced, and the dependence of metasomatic column structure on the environment on the one hand and composition, concentration and acidity of solutions on the other were studied. The rates of column generation and evolution were measured, and the dependence of the differentiation and migration mobilities of the species on the physico-chemical conditions in the course of skarn formation was determined.

Секция 4. Драгоценные камни

Section 4. Gem Minerals

THE UNIVERSITY OF CHICAGO

PHYSICS DEPARTMENT

КРИСТАЛЛОХИМИЯ, ПАРАГЕНЕЗИС И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ
ЧАРОИТА - НОВОГО ПОДЕЛОЧНОГО КАМНЯ

И.В. Владкин, Иркутск, СССР

Чароит является водным калиево-натриево-кальциевым силикатом с барием и стронцием. Он образует спутанно-волокнистые агрегаты из которых невозможно выделить монокристалл для структурных исследований. На основе расчёта химических составов минерала предполагаются два варианта кристаллохимической формулы чароита. В породе чароит относится к более поздним минералам и совместно с частью эгирина, тинаксита и кальцита цементирует и обтекает ранние выделения минералов. К минералам - вкрапленникам относятся микроклин, кварц, К-арфведсонит, канасит, федорит, пектолит, апофиллит, экарит, некоторые сульфиды и, реже эгирин и тинаксит. Приводятся химические составы этих минералов.

Чароитовые породы являются очень редким примером калиевых алпаитовых пород щелочногранитного характера. Их образование связывается с кристаллизацией расслоенного силикатно-карбонатного расплав-раствора, остаточного от кристаллизации ультракалиевого Мурунского щелочного массива. Основными компонентами расслоенного чароитового комплекса пород является микроклиниты, эгириниты, чароитовые породы, карбонатиты /кальцитовые, бенстонитовые, кварц-кальцитовые/ и кварц-кальцит-эгирин-полеволпчатые породы. Причиной образования такого остаточного продукта предполагается необычная магматическая дифференциации пород массива от ультракалиевых псевдолейцититов до щелочных гранитов.

ГЕМОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ СПОДУМЕНА

Р. Гарсия, С. Легей, Мадрид, Испания

Исследованы разновидности сподумена: бесцветные, розовые /кунцит/ и зеленые /гидденит/, представлявшие интерес как драгоценные и полудрагоценные камни. Их состав следующий:

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Li ₂ O	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	Fe, total
сподумен	60,2	25,3	3,5	--	3,3	2,9	3,6	0,2
кунцит	61,4	25,6	6,3	--	1,9	1,5	3,3	--
гидденит	59,5	28,3	3,5	1,8	1,8	2,0	3,1	0,3

На основании порошковых рентгенограмм вычислены параметры элементарной ячейки, а также прослежены изменения дифракционного рефлекса (102). Определены показатели преломления исследуемых минералов и их спектр оптического поглощения в видимой области.

Сопоставлены оптические свойства и структурные константы минералов после их термической обработки при разных температурах до исчезновения волны поглощения - 430 нм для бесцветного сподумена и кунцита и 610 нм для гидденита.

Анализированы тоже дефекты обусловленные ростом кристаллов, и явления коррозии и инкрустаций с целью сопоставления особенностей этих минералов с особенностями натуральных и синтетических стекол.

АГАТЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

В.И. Гончаров, М.Е. Городицкий, Г.Ф. Навлов, А.П. Фадеев /СССР/

На Северо-Востоке СССР проявления агатов приурочены к структурам Охотско-Чукотского вулканогенного пояса /ОЧВП/, а также сопровождают почти все вулканогенные образования срединных массивов и эвгеосинклиналиальных складчатых зон.

Агаты встречаются главным образом в виде различных по размеру и типам выполнения миндалин, желваков и прожилков в эффузивных породах, как в коренном залегании, так и в составе рыхлых образований. В большинстве своем агаты представляют собой агрегат халцедона полосчатого строения с чрезвычайно разнообразными текстурами и структурами, создающими исключительно красивые и неповторимые, часто многоцветные узоры полостей выполнения. Внешний облик агатов Северо-Востока не однотипен. Агаты из позднеэвгерских основных эффузивов Алазейского плоскогорья чаще всего представляют собой параллельно-полосчатые образования оранжево-коричневых, красноватых тонов типа сердолика. Нередки тонкостенные миндалины с крупнокристаллической полупрозрачной кварцевой сердцевинкой с каймой молочно-белого цвета.

Верхнемеловые базальты Ольского плато содержат миндалины, выполненные нежно-дымчатыми, голубоватыми агатами концентрически-зонального строения. Встречаются крупные жеоды, инкрустированные аметистами и кристаллами кальцита.

Верхнемеловые вулканы Арманской вулканоструктуры содержат розоватые, красноватые агаты зонального строения, муарового облика. Андезитовые покровы в бассейне р. Тахтаюма обогащены миндалинами "арабского оникса".

Известные россыпи агатов месторождений Кремьянка и Рыбеем представлены галькой сердоликов, сардеров и карнеолов всевозможных рисунков и размеров. С ними контрастируют окрашенные в очичные красные тона тонкополосчатые халцедоны из палеозойских липаритов Омолонского массива, верхнемеловых кислых лав ОЧВП, позднеэвгерских липаритов Восточной Чукотки.

Термобарогеохимическое изучение агатов по газово-жидким включениям показало, что интервал агатообразования составляет

140-50°C. Минералообразование протекало и при более низких температурах. Состав растворов $\text{HCO}_3^- \text{Cl}^- \text{Na}^+$ состав газовой фазы CO_2 , N_2 и редкие газы.

ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ СЛОВАКИИ

Р. Дыда, Кошице, ЧССР

В прошлом из драгоценных камней на Словакии добывались и обрабатывались только драгоценные опалы на месторождении Дубник. Начиная с 1922 г. никакие драгоценные камни уже недобывались.

Словакия имеет очень пестрое геологическое строение с богатой минералогическим сложением. Это позволило приступить снова к поискам и разведке драгоценных камней. В настоящее время нам известны разные виды опалов /благородные, древесные мясистые и обыкновенные/, на средней и восточной Словакии /Вадин, Ястраба, Лыбьетова, Герляны, Даргов/. Очень хорошие свойства для декоративных целей имеют разноцветные лимнокварциты и их структурные разновидности из месторождений Бартошева Леготка, Старая Кремничка, Ванское и тп. Проявления гиалитов очень редкое /Кедровски Липовец/. Такое-же применение имеет и хальцедон месторождения Сланец и красноглубые яшмы месторождения В. Штравница и Земплина. Месторождения ахатов очень редкие /Кветница и Солошница/ Вулканические стекла /обсидианы/ очень трудно обрабатываются благодаря их пористости /Видта, Винички, Грань/. Очень редко при добыче цветных металлов встречаем кристаллы аметистов бижутерийного качества и родохрозиты месторождения В. Штравница. На средней Словакии в районе Кокава и Гнушта встречаются кристаллы дымчатого кварца. Родонит встречается на месторождении Чучма. Проявления гранатов очень редкие и плохого качества /Добшина, Лыбьетова/. Местами встречаются псевдомалахиты /Лыбьетова/ с почковидной поверхностью. Им похожие и Лимониты в районе Железник и Градок. Очень редко для декоративных целей используются золотые ониксы и травертины /Левиче и Сп. Подградие/. Из пород для этих целей можно бы было использовать разные виды известняков и мраморов, серпентиниты, фукситовые кварциты и железистые кварциты.

ГЕНЕЗИС ТОПАЗА В ПЕГМАТИТАХ ЗАНОРЫШЕВОГО ТИПА УКРАИНЫ
В.А. Калужный, И.М. Наушко, Львов, СССР

В пегматитах занорышевого типа Украины топаз формировался путем свободной кристаллизации в занорышах /Калужный и ин., 1971/, путем метасоматических замещений в зоне выщелачивания и перекристаллизации /Наушко, Калужный, 1981/, а также при образовании кварц-топазового грейзена /Калужный и ин., 1971/.

Формирование основной массы минерала происходило во 2-ом кислотный период послейинверсионной стадии пегматитового процесса при температуре несколько выше 400°C . Нахождение микрокристалликов топаза во включениях из внешних зон "сотового кварца" свидетельствует о возможности его кристаллизации при температурах около 600°C I-ого кислотного периода.

В составе водных вытяжек отмечается резкое преобладание натрия и фтора над другими компонентами. Кристаллизация топаза происходила из кислых гетерогенных растворов при очень высоком потенциале F по сравнению со щелочами.

Среди летучих компонентов по данным масс-спектрометрического химического анализа доминирует CO_2 . Установлено также присутствие азота и метана.

Эволюция флюидов: близкие по плотности к критическим \rightarrow высококонцентрированные \rightarrow водно-углекислотные.

Таким образом, достаточно высокие температуры кристаллизации, обогащенность флюидов натрием, фтором и углекислотой, спокойные тектонические условия в среде минералообразования способствовали образованию в занорышевых пегматитах Украины кристаллов топаза, представлявших ценность для изготовления ювелирных изделий.

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АГАТА

Б.В. Настаскиенко, Ленинград, СССР

1. Все известные эндогенные месторождения агата связаны с вулканогенными образованиями и подразделяются на три основные группы, приуроченные к вулканитам разных петрохимических типов: а/ базальтовым лавам, б/ андезитовым лавам и пирокластолитам и в/ липаритовым, отчасти трахилипаритовым лавам.

2. Месторождения в базальтовых лавах образуют важнейшие агатоносные провинции мира - Уругвайско-Бразильскую, Деканскую /Индия/ и Северотиманскую /СССР/. Они связаны с вулканогенными формациями древних платформ и зон тектоно-магматической активизации консолидированных складчатых систем и срединных массивов - базальт-долеритовой, лейкобазальтовой и липарит-лейкобазальтовой. Соответственно выделяются бразильский, тиманский и восточнозабайкальский формационные типы месторождений агата.

3. Месторождения в андезитовых лавах и пирокластолитах известны своим техническим агатом высокого качества /Малый Кавказ, СССР/. Они приурочены к вулканитам андезит-базальтовой формации в вулcano-плутонических поясах эвгеосинклинальных зон складчатых систем и выделены как закавказский формационный тип.

4. Месторождения в липаритовых и трахилипаритовых лавах являются источником главным образом коллекционного и сувенирного материала и наиболее широко распространены в северо-западных штатах США. Представлены они двумя формационными типами - оregonским и магнитогорским. Агатовая минерализация первого из них локализуется в липаритовых, иногда трахилипаритовых лавах липаритовой формации в негеосинклинальных окраинно-материковых и внутриконтинентальных вулканических поясах, второго - в трахилипаритовых лавах формации натриевых базальтов-липаритов в геосинклинальных вулканических поясах.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ХРОМДИОПСИДОВ ИНАГЛИНСКОГО МАССИВА
/АЛДАН/

М.П. Орлова, Е.М. Шаденков, В.Н. Куранова, Т.А. Соседко,
Ленинград, СССР

Инаглинский массив относится к типично платформенной мелко-ультрамафической формации калиевого ряда /Орлова, 1978, 1981/. Это - зональная интрузия, в строении которой главная роль принадлежит флогопитсодержащим дунитам и оливинитам, слагающим центральное "ядро". Пироксенитами, магнезитами, доккинитами, пуласкитами сложены краевые зоны и дайки.

Диопсидит-пегматиты, в которых хромистый диопсид составляет 90-95 % объема породы, и диопсид-ортоклазовые пегматиты приурочены к внутренней зоне неполнокольцевого разлома и часто совмещены /Ефимов, Кравченко, Власова, 1963; Корчагин, 1966, 1973; Падкевич, 1980/. Пуласкит - и эпидейцитовые сиенит-пегматиты одновременны с пуласкитами краевой зоны и моложе диопсидитов.

Пироксены диопсидитов и диопсид-ортоклазовых пегматитов представлены диопсидом и хромистым диопсидом зонального строения, с варьирующими содержаниями компонентов. От центра к краям кристаллов уменьшаются содержания магния и хрома при увеличении - кальция, железа, натрия. Высокохромистые разновидности пироксена диопсидитов близки по составу к хромистому диопсиду бронзититов Бушвельда /Невз, 1949/.

Минеральные ассоциации хромистого диопсида, структурные и морфогенетические особенности, а также геологическое положение диопсидовых пород и химический состав свидетельствуют о сопряженности их формирования с ультрамафитами. Перекристаллизация хромдиопсида под влиянием пуласкит-пегматитов привела к образованию прозрачных темнозеленых ввелирных разновидностей.

ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ ДРАГОЦЕННЫХ КАМНЕЙ
В ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТАХ

В.М. Шмакин, Нью Йорк /ООН/

1. Полости с идиоморфными кристаллами полевых шпатов, кварца и других минералов /сподумен, берилл, турмалин, топаз, флюорит, циркон, хризоберилл и т.д./ встречается в гранитных пегматитах разной промышленной специализации и разной глубинности первичного формирования.

2. В пегматитах мусковитовой, редкометально-мусковитовой и редкометальной специализации минеральные пустоты обычно имеют вторичное происхождение: они возникают при растворении и перекристаллизации первичных минералов под воздействием наложенных растворов. Нередко полости образуются на этапе тектоно-магматической активизации уже консолидированных участков земной коры, при значительно более низком давлении, чем давление первичного формирования пегматитов.

3. Минеральный состав заполнения вторичных полостей обычно более или менее соответствует составу окружающих пегматитов, отличаясь от него повышенным содержанием минералов фтора /топаз, флюорит, литиевые слюды/ и несколько другими соотношениями количеств отдельных минералов. Содержания элементов-примесей в минералах полостей резко отличны от таковых в одноименных минералах окружающих пегматитов.

4. В хрусталоносных пегматитах встречаются как первичные, так и вторичные полости. Первичные возникают при эволюционном изменении термодинамических параметров минералообразования /камерные пегматиты/. Вторичные полости образуются, как и в пегматитах иной специализации, при растворении и перекристаллизации первичных минералов под влиянием наложенных растворов.

5. При перекристаллизации минералов на фронте их растворения возникает идеальные условия роста кристаллов без примесей. Однако в составе драгоценных камней могут наблюдаться достаточные количества изоморфных элементов.

МИНЕРАЛОГИЯ ПРОДУКТИВНЫХ ИЗУМРУДОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Г.А. Бргенсон, г.Чита, СССР

В месторождениях, связанных с пегматитами "линии скрещения" /Урала, Восточных Альп, Индии, Бадель в Афганистане, Сомерсет в Южной Африке, побережья Красного моря, Болгарии/, изумрудоносные парагенезисы локализованы в участках контактов гранитов и связанных с ними плагиоклаз-микроклиновых пегматитов с ультрабазитами или продуктами их преобразования. Ранние изумрудоносные парагенезисы кварц-плагиоклаз-мусковитового состава характерны для линз собственно пегматитов. Поздние собственно изумрудоносные парагенезисы преимущественно развиты во флогопито-биотитовых зонах, связанных с гидротермально-пневматолитовыми процессами. Здесь, наряду с изумрудом, развиты флогопит-биотит, плагиоклаз, флюорит, турмалин, берилл, хризоберилл, молибденит, фенакит, фуксит, хильберит, самородный висмут и др.

В месторождениях, связанных с породами монцонитового ряда /Панджшер, Афганистан/, изумрудоносные жилы состоят из альбита, микроклина, ферродоломита, кварца, кальцита с примесью драгита, барита, фуксита, пирита, редкоземельного рутила, браннерита, паризита. Изумруд выделяется несколько позже или одновременно с альбитом и микроклином, но до ферродоломита.

В месторождениях изумрудной полосы Музо /Колумбия/, имеются многие общие черты /парагенезис: карбонаты, самарскит, паризит, барит, пирит, альбит; отсутствие видимой связи с телами основных пород и пегматитов; широко проявленная альбитизация и др./ с месторождениями Панджшера, и образование изумрудов связано с гидротермальными процессами.

АМЕТИСТОВИДНЫЙ КВАРЦ В РУДНЫХ ЖИЛАХ

Г.А. Бргенсон, Чита, СССР, В.В. Бресковска, София, НРБ

Аметистовидный кварц распространен в гидротермальных рудных месторождениях, а также в скарновых и метаморфогенных железорудных. Он выделяется на заключительных стадиях формирования рудных жил и занимает центральное положение в них, выполняет пустоты или секущие трещины. В близповерхностных месторождениях Pb, Zn, Ag, Au, Sn агрегаты аметистовидного кварца достаточно специфичны: ритмично-полосчатые, каркасные, зональные, тонко- и толстостоватые, гребенчатые, друзовидные, нередко наблюдаются ритмично-повторяющиеся полосы и слои разной интенсивности окраски. В железорудных месторождениях обычно коротко-столбчатые или скипетровидные кристаллы с пятнистой окраской.

В парагенезисе с аметистовидным кварцем в жилах полиметаллических и золото-серебряных месторождений находятся слоистые силикаты, карбонаты, изредка - барит, гидроокислы марганца. В железорудных месторождениях с ранними генерациями аметиста встречаются гематит и гидрогематит, а с поздними - лепидокрокит, гетит и гидрогетит.

Температуры гомогенизации газовой-жидких включений в аметистовидном кварце гидротермальных рудных месторождений составляют 250-275°C для ранних и 180-215°C для поздних генераций, иногда - 110°C, в железорудных скарновых месторождениях они возрастают до 300°C и выше.

Аметистовидные кварцы обычно содержат структурные примеси Fe, Al, Li, K, Na. В образцах из полиметаллических и Au-Ag месторождений отмечаются неструктурные примеси Pb, Cu, Sn, Ag, Au, Ba, Sr, а иногда Rb и Cs; аметисты из железорудных месторождений содержат Cr, Mn, Ni.

Аметистовидный кварц из месторождений различных рудных формаций различается по параметрам ТЛ, ИКС и других свойств.

OCCURRENCES OF JASPER IN BULGARIA

V.A. Atanasov, J.A. Jordanov, Sofia, Bulgaria

Occurrences of jasper and jasper-agate can be found in many places in Bulgaria, but only a few of them are roughly mentioned or described. The main areas are two:

a. The Srednogorie zone, where the appearance of jasper is connected with the upper cretaceous volcanic activity. The country rocks are various basaltoid, andesitic and trachian-desitic lava flows, breccia and tuffs. Jasper bodies are present as short veins and lenses up to 50 - 60 m long and 2 - 3 m thick. A network of jasper veinlets at places cuts the brecciated lava materials. The silicious matrix of jasper is heavily impregnated by Fe and Mn oxides and hydroxides, and the colours run in spots and stripes.

Boulders up to 2 - 3 m in size are frequently seen in the delluvia and the alluvia. There are pebbles of jasper re-deposited in the Paleogen and Neogen basal conglomerates.

b. The Rhodope Mountains area, where the appearance of jasper is connected with the Paleogene volcanic processes. The material from this area is characterized by a great number of variety, both in colour and in shape. Some of them convert from jasper to agate, mocha-stone, woodstone and coralite. Unique masterpieces of heliotrope, landscape and brocade jasper can be also found.

There is evidence that some of the jasper varieties were used as gemstones by Tracians, Greeks and Romans in Antiquity and by Bulgarians in the Middle Ages.

ELECTRON SPIN RESONANCE OF EMERALDS

L.V. Bulgak, L.V. Bershov, V.I. Popov, USSR

The investigation of natural emeralds from different localities (USSR, Australia, Austria, Brazil) and man-made emeralds (USSR, France, Germany) have been carried out by electron spin resonance method. The spectra received allows rapid and easy detection of impurity ions that cause the color of gems (Fe^{+2} , Fe^{+3} , V^{+3} , V^{+4} , Cr^{+2} , Cr^{+3}). The paper shows that physical-chemical conditions of crystallisation of emerald has a great influence on their ESR spectra.

OCCURRENCE OF PSEUDOMALACHITE IN SPAIN.
CHARACTERISTICS AND GEM INTEREST

E. Galén (Zaragoza), J. García-Guinea (Madrid), Spain

Pseudomalachite has been found at first in "La Virgen" (Andujar, Jaén) and "Traslasierra (Oliva de Mérida, Badajoz) mines. It appears to be a supergene alteration of copper-ore mineralizations, which can occur as veins in granodiorite rocks (Andujar) or as stockworks in Silurian quartzites (Oliva de Mérida).

Pseudomalachite usually occurs in radiating fibrous aggregates or in botryoidal masses. At Andujar, pseudomalachite is the main constituent of a very complex phosphate paragenesis, which includes turquoise, torbernite, autunite, etc. along with other minerals such as malachite, chrysocolla, chalcedony, limonite, etc., but at Oliva, pseudomalachite appears to be the only one phosphate present in the alteration with the others.

Bulk and detailed chemical analyses have evidenced a complex chemical composition, probably due to the existence of intermediate phases (Cu-phosphates and vanadates) and frequent cationic substitutions in the pseudomalachite structure.

The utilization of these materials as pigments and gem is proposed. The latter was tested for making an emerald-green colour synthetic gem composed of grounded pseudomalachite agglomerated with an organic material.

On the other hand, we think that the pseudomalachite occurrences must be much more abundant in Spain, because geological conditions similar to those found in these deposits studied are very usual in the Iberian Massif.

CORRELATION OF COLOUR AND CHEMISTRY IN GROSSULAR AND
VESUVIANITE FROM THE JEFFREY MINE, QUEBEC, CANADA

J.D. Grice, W. Wight, Ottawa, Canada

The Jeffrey Mine, Asbestos, Québec, is located about 106 km east of Montréal. It operates in the second largest asbestos deposit in the world. This locality is also noted for its extensive suite of Ca-silicates such as grossular, diopside, vesuvianite, prehnite, pectolite, apophyllite and wollastonite. These minerals are associated with rodingitized dykes which have undergone extensive calcium metasomatism. Grossular and vesuvianite are particularly interesting because of their wide range in colour and potential gem quality.

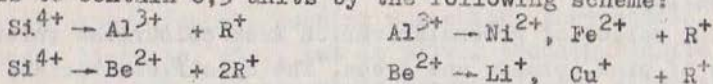
The colour of grossular varies from colourless through shades of pink, orange and green. The colourless variety is almost a pure end-member while the various colours can be correlated with the chemical analyses and optical absorption spectra of transition metal ions: pink, 0.39 wt.% Mn^{2+} ; orange 1.3 wt.% Fe^{2+} ; and green, 4.8 wt.% Cr^{3+} . Faceted gems of the orange variety (hessonite) are known up to 24 carats, and some have been commercially marketed. Colourless and green gems are rare.

The vesuvianite occurs in several colours - green, brown, mauve (reddish violet) and light red. The chemical analyses and optical absorption spectra indicate the following correlation for each colour (given as weight %): green, 1.5% Fe^{3+} ; emerald-green 3.8% Fe^{3+} ; brown 1.7% Fe^{3+} , 0.68% Fe^{2+} and 0.29% Ti^{4+} ; mauve 0.51% Fe^{3+} and 0.18% Mn^{3+} ; and light red, 0.34% Mn^{3+} and 0.53% Fe^{3+} . All the Jeffrey Mine vesuvianite is uniaxial negative with low birefringence. The dichroism is particularly strong in the emerald-green and mauve varieties. Several green gems (to 0.87 carat) have been faceted.

HYDROTHERMAL BERYL GEM SPECIES

A.S. Lebedev, A.G. Ilyin, V.A. Klyakhin, Novosibirsk, USSR

Beryl gem crystals were grown from fluorine hydrothermal solutions at 600°C, 1 kbar pressure with various F_2 and studied by optical, IR, NMR methods: emerald (Cr_{Al}^{3+} , V_{Al}^{3+}), morganite (Mn^{3+}), aquamarine ($Fe_{Be,Al}^{2+}$, $Fe_{Al,Si}^{3+}$, Fe_{Si}^{4+}). Grown also were the yellow-green beryls coloured with $Ni_{Al,Be}^{2+}$ ions, and red-brown one coloured with Co_{Al}^{2+} , Co_{Al}^{3+} ions and blue colour with Cu_{Be}^{2+} ions, the latter are very uncommon in nature (Co, Ni) or uncommon at all (Cu). The alkaline cations R - Li^+ , Na^+ , K^+ , Rb^+ , Ca^+ enter in the structure of the grown beryls to contain 0,3 units by the following scheme:



The beryls containing predominant (Li, Ca) - vorobyevite are crystallized in the solutions of similar Li, Na, K, Rb and Cs concentration, while roosterites (Li, Na) are crystallized in the absence of Cs. The beryls containing over 0,01 units of Rb and K were obtained in solutions with absence of some other alkaline cations. The alkaline beryls have $N_o = 1,590$ and IR absorption spectra of the two types H_2O (with symmetry axis C_{2v} and C_{2h}), like their natural analogues.

USE OF INFRARED SPECTROMETRY IN GEMMOLOGY

G.S. Leung, H. Merigoux, Besancon,
J.P. Poirot, P. Zecchini, Paris, France

Infrared spectrometry is more and more useful for gem determination. This method can provide immediately the genuineness of a gem as Amethyst Citrin, Alexandrite, Emerald. Without any preparation the stone is placed in front of the spectrometer I.R. beam. We just have to study the recorded absorption spectrum.

This work is divided in two parts in connection between their hypothetical origin:

first: Amethyst and Citrin

second: Alexandrite and Emerald.

I - As we can have hydrothermal synthetic hyalin quartz we may find colored quartz as Amethyst and Citrin.

The absorption spectra show us a relationship between natural and synthesised stones. So we are able to identify both kind of stones.

II - Alexandrite and Emerald are easier to identify. From the OH and CO₂ absorption bands we may know how the stone has been grown either from flux melt or hydrothermally.

In conclusion, infrared spectrometry appears to be a very powerful tool for a Laboratory in charge of gem identification.

COLOUR QUANTIFICATION IN GREEN BERYLS

R. Möller, L. Vendrell-Saz, J. Bosch-Figueroa, Barcelona, Spain

The purpose of the present work is to realize the colour characterization of green beryl crystals. A set of these crystals of various hues of green colour and from different sources have been selected. Section of about 1 mm. thickness and of parallel faces have been obtained. Spectrum of relative transmission from 400 nm to 700 nm, every 5 nm, of these samples are given. Data of twelve of these dispersion curves have been processed to try to rationalize them and to be compared with themselves. The characteristic problems of every specimen (nichisions, thickness) have been avrided. With the experimental data, chromatic co-ordinates, saturation of colour and the dominant wave-lenght have been calculated. A comparative study about the variation of those parameters and the effective luminance of every sample, according to its thickness, and an attempt establish the possible relations between the colour parameters calculated and the chemical composition of every specimen, are given.

GEMSTONES FROM THE RHODOPE REGION

L. Petrusenko - Bulgaria

Gemstones in Bulgaria occur mostly in the Rhodope massif. The precious varieties found so far are aquamarine, emerald, heliodore, amethyst, smoky quartz, garnets, ruby, kyanite, fluorite, agates and turquoise. The beryl varieties are formed in pegmatites associated with granites. Emerald is found in desilicified pegmatites intruded in metamorphic rocks and forms crystals up to 8 cm long coloured in various shades of green. Aquamarine occurs in microcline-albite pegmatites intruded in granites, its crystals reaching 10 to 12 cm in size. They frequently show zonal colouration in blue- and yellow-green. Amethyst occurs in pegmatite veins in granites. It forms isometric crystals of uneven dark violet colour, and is frequently found as sceptre-like overgrowths on smoky quartz. Ruby occurs in Proterozoic marbles as poorly shaped crystals up to 1 cm in size. Various garnets, rhodonite, zoisite and vesuvianite are found in the skarn zones of metamorphites. Numerous deposits of agates and amethysts are associated with the Tertiary andesites in the Eastern Rhodope Mountains. Turquoise is less frequent and is found so far in some propylitized andesites. Fluorite of gem quality is associated with the Tertiary igneous activity in the western parts of the massif. It forms veins of sinter and reniform aggregates of pale pink and violet colour. Aquamarine, garnet, epidote, smoky quartz, amethyst and adular are found in Alpine-type veins in the Central Rhodope Mountains. Aquamarine in them forms transparent crystals with numerous forms and reaches 3 to 4 cm in size.

INFLUENCE OF THE LUMINESCENCE EMISSION ON THE
COLOUR OBSERVED IN CUT DIAMONDS OF CAPE SERIES

M. Vendrell-Saz, J. Nogués-Carulla, L. Artús-Surroca,
A. Lopez-Soler, Barcelona, Spain

In a previous work we studied the quantification of the colour in cut diamonds of cape series by photometric methods, and we made a comparison between this and the conventional method of colour grading by visual contrast.

The results were very good, except in those samples with near excitation purity of yellow and with a strong difference in the emission.

In the present paper we made a photomatic study of the luminescence emission in the range from 400 to 700 nm., every 5 nm., with by UV excitation.

The graphic integration of these dispersion curves gives us the characterization of the colour (saturation, dominant wavelenght and colour cordinates) of the emission.

The dominant wavelenght of some of these emission is almost the complementary of the colour of the stone, and, on the other hand, when we determine the colour of the stone by comparison, the eye sees both colours: the light transmited by the stone, and the light emitted by the stone under UV excitation.

The observed colour has the chromatiaty coordinates on the straight between both points (luminescence and transmision colour).

Accordingly, we tried a theoretical study of the colour as a function of different intensities of luminescence. We suppose that there were different intensities of the radiation of excitation, and we studied the variation of the observed colour in different samples of cut diamonds, simulating different conditions of the illumination.

ON THE CHANNEL ORIGIN IN CRYSTAL

A. Zarka (Paris, France) and E. Scandale (Bari, Italy)

Channels in natural crystals have been studied by optical microscope, X-ray topography and topographic contrast calculations. The optical and topographic observations suggest that some channels in Beryl crystal have been created from pre-existing dislocation bundles. Computer calculations of the diffraction contrast of dislocation groups demonstrate the matching between contrast and strain origin. It seems that these groups of dislocations (about one hundred) by a dissolution phenomena occurring after the growth, are at the origin of the channels observed in minerals and also in synthetic crystals.

Faint, illegible text covering the majority of the page, likely bleed-through from the reverse side of the document.

С и м п о з и у м . Физика минералов

S y m p o s i u m . Physics of Minerals

UNIVERSITY OF CHICAGO
LIBRARY

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОНТАКТОВЫХ МРАМОРОВ КАК ИНДИКАТОРЫ
СКРЫТОГО СКАРНОВО-РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

А.А. Бабаджанов, Ташкент, СССР

Скарново-рудные тела вольфрамовых месторождений Узбекистана, в основном, приурочены к контактовой зоне карбонатных пород с гранитоидными интрузиями S_3-P_1 . Контактный метаморфизм, скарновый и последующие постмагматические процессы вызывают во вмещающих карбонатных породах осветление, перекристаллизацию, раздоломичивание и заметное изменение их физико-механических параметров.

Установлено, что эти изменения содержат информацию о типе, интенсивности и других чертах метаморфических и метасоматических процессов: тонкозернистые известняки характеризуют участки проявления регионального метаморфизма, мелко- и среднезернистые мраморы - участки проявления контактового метаморфизма, а крупно- и гигантозернистые разности приурочены к экзоконтакту скарново-рудных тел; с увеличением размеров зерен контактовых мраморов пористость их уменьшается, а упругомеханические и прочностные характеристики резко понижаются, тем самым создаются благоприятные условия для скарнообразования; окраска, минеральный состав включений, термолуминесцентные, декрепитационные и др. свойства контактовых мраморов отражают интенсивность проявления постмагматических процессов и могут быть использованы в поисках скрытых скарново-редкометаллических рудных тел; аподоломитовые крупно- и гигантозернистые кальцитовые мрамора и их типоморфные особенности указывают на близость скарново-рудных тел и позволяют судить об их формационной принадлежности.

КОМПЛЕКСНАЯ МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ИЛЬМЕНИТА И ЕЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ
ПРИ ШЛИХО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ПОИСКАХ КИМБЕРЛИТОВ

Г.П. Барсанов, В.К. Гаранин, Г.П. Кудрявцева,
Л.Т. Сошкина, Москва, СССР

Детальным изучением состава, структуры и физических свойств ильменита из различных типов пород /кимберлитов, карбонатитов, габброидов, гранитоидов, пегматитов/ выявлены типоморфные признаки ильменита из кимберлитов. Показано, что для этого минерала характерны широкие вариации изоморфных замещений. Наличие у ильменита из кимберлитов ферромагнитных свойств в широком диапазоне температур: от гелиевых до $+250^{\circ}\text{C}$ связано с увеличением в его составе доли железа в соответствии с изо- и гетеровалентными изоморфными замещениями: $\text{Fe}^{2+} \rightleftharpoons \text{Mg}^{2+}$ и $\text{Mg}^{2+} + \text{Ti}^{4+} \rightleftharpoons 2\text{Fe}^{3+}$. Ильменит "некимберлитового" генезиса парамагнитен при комнатной температуре, поэтому при шлихо-минералогических методах поиска кимберлитовых тел эффективно применение комплекса магнитных методов исследования /измерение магнитной восприимчивости χ , термомагнитной сепарации и термомагнитного анализа/ в сочетании с определениями примесей хрома и марганца.

В Якутской кимберлитовой провинции кимберлитовые поля, кусты трубок, отдельные трубки отличаются особенностями морфологии, химического и фазового состава минералов-спутников алмаза, в том числе и ильменита. Учитывая широкую распространенность ильменита в кимберлитах, наличие у него ферромагнитных свойств, предлагается комплексная методика его изучения, в которой существенная роль отводится экспрессным магнитным методам исследования твердых тел. Эти методы в значительной степени заменяют более дорогостоящие методы, применяемые при исследованиях морфологии, химического и фазового состава минералов /аналитическая электронная микроскопия, электронно-зондовый микроанализ и др./. Предложенная методика может быть использована в практике поисково-разведочных работ на кимберлиты.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭЛЕКТРОННОГО СОСТОЯНИЯ ИОНОВ Fe^{3+} И КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ БОРАТОВ

Ш.Ш. Башкиров, Е.А. Подтяжкин, Т.И. Тимченко, М.Н. Шипко, СССР

Методом ядерного гамма - резонанса изучено электронное состояние ионов Fe^{3+} и кристаллическая структура редкоземельных железистых боратов с общей химической формулой $RFe_3(BO_3)_4$, где R - ионы Y^{3+} , Pr^{3+} , Eu^{3+} , Gd^{3+} , Sm^{3+} , Nd^{3+} . Рентгеноструктурные исследования показали, что данные соединения изоструктурны хантиту $CaMg_3(CO_3)_4$ и относятся к пространственной группе симметрии $R\bar{3}2$.

Гамма - резонансные спектры соединений $RFe_3(BO_3)_4$ представляют собой асимметричные дублеты от одного кристаллографического положения ионов Fe^{3+} , находящихся в искаженном октаэдрическом окружении из ионов кислорода, что согласуется с данными рентгеноструктурного анализа.

Математическая обработка мессбауэровских спектров позволила определить значения температурных сдвигов и квадрупольных расщеплений резонансных линий от ядер ионов железа. Нелинейность в поведении сдвига спектра в высокотемпературной области в соединениях, содержащих ионы Sm^{3+} и Nd^{3+} , свидетельствует об изменении электронного состояния иона Fe^{3+} с возрастанием температуры. Интерпретация результатов измерений температурных сдвигов линий от ядер ионов железа в других соединениях на основе модели колебаний ковалентно заселенной 4S - оболочки относительно остова позволила сделать вывод об изменении ковалентного переноса электронной плотности на указанную оболочку иона Fe^{3+} при замене одного редкоземельного иона на другой.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРИРОДНО ДЕФОРМИРОВАННЫХ ОЛИВИНОВ МЕТОДОМ ЭПР.
А.И. Гончаренко, М.Я. Щербакова, В.Е. Истомина, Новосибирск,
СССР

Методом электронного парамагнитного резонанса /ЭПР/ установлена структурная неоднородность пластически деформированных и рекристаллизованных оливинов из альпинотипных гипербазитов впадины Сибири и мантийных ксенолитов Якутии и Камчатки.

Выделяется три типа спектров ЭПР исследованных оливинов. В первом из них никаких линий не наблюдается, что указывает на отсутствие в структуре оливина трехвалентного железа.

Второй тип спектров ЭПР характеризуется наличием поглощения с эффективными g -факторами $g_{эф} = 4,3$ и $g_{эф} = 2,0$. Линия с $g_{эф} = 4,3$ отвечает ромбическим комплексам Fe^{3+} с максимальным параметром тонкой структуры, а линия с $g_{эф} = 2,0$ отражает агрегатные скопления ионов Fe^{3+} , тяготеющих к макродефектам в кристаллах и возникающих в областях с пониженным структурным упорядочением /Chatelain, Weeks, 1973/.

Третий тип спектров ЭПР характеризуется интенсивными широкими полосами с $g_{эф}$ в областях 2,15, 2,6 и 3,3. Увеличение значений g -фактора обусловлено структурным упорядочением супермагнитных фаз вплоть до выделения магнетита. В них иногда проявляется слабый эффект с $g_{эф} = 4,3$.

Установленная структурная неоднородность оливинов отражает мантийно-коровую эволюцию в формировании гипербазитовых тектонитов. На уровнях верхней мантии деформированные и синтетектонически рекристаллизованные оливины структурно однородны и не содержат ионов Fe^{3+} в кристаллической решетке. Деформация и посттектоническая рекристаллизация в условиях земной коры сопровождалась изоморфным входением Fe^{3+} в структуру оливина.

О СВЯЗИ ЭЛЕКТРОННОГО СТРОЕНИЯ МИНЕРАЛОВ
С КИНЕТИКОЙ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Г.Н. Гончаров, Ленинград, СССР

Электронное строение минералов рассматривается как результат процесса самосогласования атомных и молекулярных орбиталей реагентов в ходе химической реакции в минералообразующей среде, где в итоге большого числа столкновений происходит "обмен информацией" о свойствах симметрии, энергии и заселенности орбиталей взаимодействующих атомов. При реагировании атомы проходят через барьер потенциальной энергии, величина которого определяет скорость химической реакции.

На ряде примеров показано, что величина энергии возмущения, являющаяся небольшой частью полной энергии межатомного взаимодействия, коррелирована со свободной энергией активации Гиббса и скоростями бимолекулярных реакций. Расчеты энергии возмущения проведены для атомов, реагирующих между собой в гидротермальных растворах в температурном интервале от 20 до 360°C. При расчетах использованы значения эффективных зарядов и заселенностей перекрывающихся орбиталей атомов в минералах, получаемых по согласованным данным рентгеноэлектронной, рентгеновской эмиссионной и мессбауэровской спектроскопии.

Полученные величины энергии возмущения для обычных связей, комплексов и минералов, характеризующие их относительную кинетическую устойчивость, позволяют устанавливать порядок реакционной способности взаимодействующих атомов в многокомпонентной системе и последовательность образования комплексов и минералов при разных температурах гидротермального процесса. Показано влияние на относительную скорость кристаллизации минералов изоморфных примесей и упорядочения атомов в неэквивалентных кристаллографических позициях. Установлено, что активационный барьер в ходе химического связывания в гидротермальном растворе при высоких температурах относительно более легко преодолевается в случае образования ионных связей, а при низких температурах в случае образования ковалентных связей.

ЭЛЕКТРОННАЯ СТРУКТУРА СИЛИКАТООБРАЗУЮЩИХ КЛАСТЕРОВ

Д.П. Диков, В.И. Рехарский, С.П. Долин, А.А. Левин, Москва, СССР

В рамках различных квантовохимических методов /РМХ, НДП, ДЕМ-Х_с / проведено теоретическое исследование электронного строения силикатообразующих кластеров, соответствующих наиболее характерным вариантам анионных радикалов силикатных структур от островных до каркасных. Калибровка расчетов крупных фрагментов производилась на основе расчетов минимальных кластеров - ионов типа XO_n , где $n = 4, 6^-$. Для имитации окружения в силикатах изучены как однородные кластеры Si_pO_q , $p = 1-6$, $q = 7-18$, так и разнородного состава $XrSi_pO_q$, $r = 1-3$, где $X = Be, B, Mg, Al, P, Ti, Fe$. Исследованы изменения электронной структуры в зависимости от типа структурных единиц сочленения, числа гетероатомов, длин связей и валентных углов. Полученная классификация занятых и пустых уровней согласуется с данными зонных расчетов кристаллических форм SiO_2 . Хорошо передаются группировки уровней и щели между группами. Независимо от сложности кластера для концевых атомов $O_kZO_k = 1,0-1,2e$, для мостикового $O_mZO_m = 0,7-0,8e$. Заселенность перекрытия $P(Si-O_k) \approx 2P(Si-O_m)$. Наличие менее электроотрицательных атомов приводит к усилению только мостиковых связей. Ширина "2S-зоны" зависит от сложности кластера, а ширины других занятых зон - от числа O_m . В рамках зонных и кластерных расчетов проанализирована роль вакантных АО, в частности, $3d(Si)-AO$, и осуществлена попытка оценить верхнюю границу вклада $3d AO(Si)$ в связь $Si-O$ на основе сопоставления интенсивностей высокоэнергетической части $L_{II,III}$ полюс Si в силикатах с результатами расчета Si_pO_q кластеров методом ДВ-Х_с с оптимизированной экспонентой. Эта оценка свидетельствует, что общая заселенность $3d AO(Si)$ не превышает $0,5e$. Расчеты позволили дать интерпретацию оптических, рентгеновских, фото- и рентгеноэлектронных спектров, а так же установить природу максимумов "канонических" и "аномальных" рентгеновских спектров эмиссии для силикатных минералов с однородным и разнородным анионным составом.

ТЕРМИЧЕСКАЯ СТАБИЛЬНОСТЬ ТРЕКОВ ОСКОЛКОВ ДЕЛЕНИЯ ЯДЕР ТЯЖЕЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МИНЕРАЛАХ

Л. Иванович-Коломейцева, Белград, Югославия

Геологическое применение данных нового метода ядерной физики, основанного на детекции минералами следов от осколков деления ядер возможно только при учете влияния нагрева на длину треков - радиационных дефектов структуры минералов. Каждое последующее интродуирование пород, а также процессы регионального метаморфизма и гидротермальные процессы приводят к частичной или полной регрессии треков.

Анализ факторов, определяющих различную термическую стабильность треков в минералах, позволил выделить 4 группы минералов, включающие в себя все минералы эмпирического ряда, где от первого члена к последнему падает стабильность треков: монацит, циркон, гранат, сфен, эпидот, турмалин, биотит, мусковит, флогопит, роговая обманка, апатит, вермикулит, хлорит, кальцит.

Показано, что различная термическая стабильность треков определяется как особенностями кристаллической структуры минералов: способ упаковки, анионная пористость, природа связей, Маделунговы энергии, так и особенностями химического состава и прежде всего присутствием летучих компонентов. Учитывая диффузионный механизм регрессии треков при нагреве, в результате чего ионы из интерстициальных положений дефектной области трека возвращаются в нормальные структурные положения, подробно рассмотрено влияние каждого кристаллохимического фактора на подвижность ионов в структуре минерала.

Настоящее исследование позволило понять причины различной стабильности треков в минералах под влиянием нагрева, а также целенаправленно подойти к выбору минералов для получения данных трековыми методами. Количественная оценка термической стабильности треков дает возможность провести корреляцию данных по трековому методу определения абсолютного возраста. Однако изучение термической стабильности треков в минералах имеет не только прикладное значение для геохимии, космохимии и геохронологии, но может быть использовано также как важная характеристика минерала, отражающая совокупность его кристаллохимических особенностей.

КОМПЛЕКСНОЕ ИЗУЧЕНИЕ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ
ГЛАУКОНИТА

М.Д. Каменева, И.В. Николаева, Новосибирск, СССР

Задачей изучения минералов группы глауконита /МГГ/ является выявление зависимости физических свойств от химического состава, для чего применен комплекс современных физико-химических методов /химический силикатный анализ, рентгено-спектральный микроанализ, растворовая и просвечивающая электронная микроскопия с микроанализом, рентгеновская дифрактометрия, ИК-спектроскопия, ЭПР/.

Изучались тонкодисперсные глобулярные агрегаты этих минералов. Установлено, что как пробы в целом, так и отдельные агрегаты в пробе и индивиды в агрегате можно разделить на однородные и неоднородные. Для однородных состав агрегатов идентичен составу индивидов. Близкая к линейной зависимость параметра "b" элементарной ячейки от содержания Fe^{3+} указывает на структурный характер изоморфизма $Fe^{3+}-Al$, форма ИК и ЭПР спектров закономерно меняется в зависимости от химического состава.

Неоднородность состава и строения МГГ на макро- и микроуровне обусловлена, с одной стороны, наличием небольших количеств примесей других минералов-силикатов, карбонатов, сульфидов, фосфатов, окислов и гидроокислов и т.п., с другой стороны - неоднородность состава самого глауконита, возникшей под влиянием процессов изменения, что отражается в нехарактерной для однородных МГГ зависимости состав-свойство.

Полученные данные имеют важное значение как для углубления знаний о самом минерале, так и для выбора разновидностей МГГ в качестве индикатора фаций и показателя абсолютного возраста.

ПРЕВРАЩЕНИЕ ПОРЯДОК-БЕСПОРЯДОК В ПЛАГИОКЛАЗАХ
ПО ДАННЫМ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОЙ КАЛОРИМЕТРИИ

И.А. Киселева, Г.К. Блинова, Г.П. Барсанов, Москва, СССР

Химический состав и структурная упорядоченность плагиоклазов являются достаточно чувствительными петрогенетическими индикаторами. Для количественной интерпретации этих параметров необходимы данные по термодинамическим функциям минералов альбит-анортитового ряда с различным структурным состоянием. В связи с этим методом высокотемпературной калориметрии растворения с применением свинцово-боратного расплава на микрокалориметре Кальве исследованы упорядоченные и разупорядоченные модификации альбита $/An_0/$ и андезина $/An_{49}Ab_{46}Ort_5/$.

Разупорядоченные /высокие/ формы были получены в результате прокаливании природных упорядоченных /низких/ плагиоклазов. Состав и структурное состояние этих образцов определялось с помощью рентгеноструктурного, химического и иммерсионного методов анализа.

Энтальпия перехода порядок-беспорядок при стандартных условиях составила $11,4 \pm 1,3$ кДж/моль для альбита и соответственно $11,1 \pm 2,5$ кДж/моль для андезина. Вликие значения энтальпии разупорядочения альбита и андезина следует связывать с наличием фазовых неоднородностей /ламелей распада/, характерных для низких плагиоклазов промежуточного состава - 40 - 60% An.

КОЛЛЕКЦИЯ СТАНДАРТНЫХ ОБРАЗЦОВ МИНЕРАЛОВ

ДЛЯ ФАЗОВОГО АНАЛИЗА

А.И. Комков, Ленинград, СССР

Для определения фазового /минералогического/ состава руд и горных пород широко применяются различные физические методы анализа /оптика, рентгенография, ИК-спектроскопия, термография и другие/, которые осуществляются путем сопоставления определенных физических характеристик анализируемых проб с соответствующими характеристиками эталонных или стандартных образцов /СО/ минералов. Имеющиеся в литературе характеристики СО минералов, во многих случаях не удовлетворяют современным требованиям, не всегда обеспечивают возможность получения правильных и однозначных результатов, и в ряде случаев возникает необходимость получения в одних и тех же условиях аналитических характеристик для анализируемых проб и для СО минералов.

В связи с этим впервые в СССР во ВСЕСРБИ чалата работа по составлению коллекции СО минералов, предназначенной для проведения фазового анализа минеральных объектов рентгенографическим порошковым методом.

В первую очередь создаются стандарты породообразующих минералов - амфиболов, пироксенов, полевых шпатов, оливинов, карбонатов и т.д., а также аксессуарных /в частности, тантало-ниобатов/ и рудных. Для включения в коллекцию СО минералов приводятся сведения об их химическом составе, параметрах элементарных ячеек, межплоскостных расстояниях /d/ и интенсивностях порошковых линий, а также ИКС, ИГРС /для Fe-содержащих минералов/ и термографические характеристики, подтверждающие правильность отнесения СО к тому или иному минеральному виду; для минералов, являющихся членами ряда порядок-беспорядок или членами изоморфных рядов, приводятся выявляемые для них зависимости рентгеновских характеристик соответственно от степени упорядоченности или от состава и указывается, как в этих случаях пользоваться СО.

Пробы СО из рассматриваемой коллекции могут высылаться в адрес заинтересованных рентгеновских лабораторий для получения необходимых для этих лабораторий характеристик СО.

ДЕФЕКТЫ И ГЕНЕЗИС МИНЕРАЛОВ

О.В. Кононов, Москва, СССР

Методами люминесценции выявлена природа дефектов минералов, характеризующихся структурно-химической и фазовой неоднородностью /шеллит, повеллит, кальцит, флюорит, волластонит и др./ . Экспериментально и расчетным путем определены физико-химические факторы и кинетика концентрационных превращений точечных дефектов и их ассоциатов в минералах. Показано отражение конкуренции кристаллохимических и термодинамических факторов минералообразования на микросимметрии точечных дефектов и макросимметрии зонально-секториальных кристаллов.

Изучена равновесная концентрация точечных дефектов с различной энергией связи в междислокационной области, на дислокациях и межзерновых границах в зависимости от направления и последовательности изменения температуры и давления. На этой основе разработана диффузионно-дислокационная модель внутрифазовой сортировки и последовательного разделения элементов в природных условиях. Обсуждается значение предложенного механизма разделения элементов для объяснения процессов изменения состава минералов, мобилизации металлов, эволюции состава минералообразующих растворов, формирования геохимического профиля и металлогенического облика земной коры и мантии в зонах сжатия и растяжения, изменения геохимического и газового режима в областях высокой сейсмичности и т.д.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ СВОЙСТВ МИНЕРАЛОВ
МЕТОДАМИ ЛАЗЕРНОЙ СПЕКТРОСКОПИИ

Д.Г. Кошут, О.В. Кононов, Р.Д. Орлов, Москва, СССР

Изучение колебательных и электронных спектров адсорбата и поверхности минерала-адсорбента имеет большое значение для понимания процессов, протекающих на границе раздела. Нами использовались быстродействующая регистрирующая аппаратура и лазерное возбуждение спектров люминесценции и комбинационного рассеяния, позволившие наблюдать спектры с высоким временным и спектральным разрешением.

Проведено исследование люминесценции адсорбата $/\text{H}_2\text{O}/$ при вакуумировании и нагреве образцов /флюорит, молибдомеелит, цеолиты/. Изучено влияние адсорбции простейших молекул $/\text{CO}_2, \text{N}_2, \text{H}_2\text{O}/$ на люминесценцию адсорбата. Полученные результаты объяснены в рамках существующих моделей адсорбционных слоев на поверхности твердого тела.

Воздействие лазерного излучения на поверхность минералов приводит к частичной десорбции молекул адсорбата и к изменению характера связи адсорбата с адсорбентом.

На основе проведенных исследований показана возможность изучения топографии распределения адсорбата на поверхности минералов.

СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЦИРКОНОВ

А.А. Краснобаев, С.Л. Вотяков, А.Б. Грамолин.

В.Я. Крохалев, М.В. Саматов, Свердловск, СССР

В природных и синтетических цирконах методами ЭПР и оптической спектроскопии изучено кристаллохимическое состояние ионов группы железа, редкоземельных (TR) и ряда других элементов. Определены параметры парамагнитных центров, локальная симметрия их позиции, способы зарядовой компенсации и связь с окраской. Ионы $Ti^{3+,4+}$ изоморфно замещают Zr^{4+} ; $V^{4+,5+} \rightarrow Si^{4+}$; $V^{3+,4+} \rightarrow Zr$; $Cr^{4+,5+} \rightarrow Si$; $Cr^{3+,4+} \rightarrow Zr$; Fe^{3+} как Si, так и Zr; ионы As^{5+} , Al^{3+} , $P^{5+} \rightarrow Si$; а ионы Mn^{2+} , Co^{2+} , Ni^{2+} - обнаружены только в неструктурных включениях. Ионизирующее излучение /рентгеновского и γ -диапазона/ вызывает изменение валентного состояния примесных ионов ($Cr^{4+} \rightarrow Cr^{3+}$; $Ti^{4+} \rightarrow Ti^{3+}$; $AlO_4^{5-} \rightarrow AlO_4^{4-}$; $Nb^{5+} \rightarrow Nb^{4+}$ и др.) и образование парамагнитных дефектов типа Zr^{3+} , стабилизируемых междузельными катионами Me^+ либо P^{5+} . Изучена термическая устойчивость валентности ионов в окислительных и восстановительных условиях; наблюдались переходы: $Tb^{4+} \rightarrow Tb^{3+}$; $V^{5+} \rightarrow V^{4+} \rightarrow V^{3+}$; $Ti^{4+} \rightarrow Ti^{3+}$; $Nb^{5+} \rightarrow Nb^{4+}$ и пр. Рассмотрена люминесценция цирконов с TR^{3+} , Cr^{3+} . Построены схемы энергетических уровней ионов. Изучены процессы миграции высокоэнергетических возбуждений между центрами широкополосной люминесценции и примесными ионами TR^{3+} в области $T \sim 100-700$ К. Внешнее и внутреннее тушение отдельных полос люминесценции интерпретировано в рамках зонной схемы кристаллофосфора и термализационной модели взаимодействия центров. Для природных цирконов расшифрован ряд новых дефектов структуры типа SiO_m^{n-} и установлена связь некоторых из них с полосами спектра оптического поглощения. Выделены типоморфные спектроскопические свойства цирконов, позволяющие проводить их генетическую классификацию.

ИЗУЧЕНИЕ РЕАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ КРИСТАЛЛОВ КВАРЦА
ДЕКОРИРОВАНИЕМ АНТРАХИНОНОМ

М.Н. Малеев, Ю.К. Калчева, София, Болгария

Естественные грани $\{10\bar{1}1\}$, $\{10\bar{1}0\}$, $\{01\bar{1}1\}$, $\{11\bar{2}1\}$ кристаллов природного и искусственного кварца изучены декорированием антрахиноном. Многократным декорированием одной и той же грани установлены экспериментальные условия, при которых получаются воспроизводимые результаты. Фазовая принадлежность антрахинона и его эпитаксиальные соотношения с кварцем определены электронной микродифракцией. Картины декорирования различных форм кварца отличаются по размерам и форме декорирующихся частиц, их плотности, кристаллографической ориентровке, типу текстуры и степени совершенства эпитаксии. Грани одной и той же формы для одного индивида и различных индивидов из одного месторождения имеют аналогичные картины декорирования. Установлена зависимость между морфологическими особенностями кристаллов кварца и картиной декорирования. Изучено влияние облучения, термической обработки, поверхностной электризации и полярных жидкостей на картину декорирования.

В отношении реакции декорирования антрахиноном поверхность кварца неоднородна и представляет мозаику из доменов, разделенных четкими границами.

КРИСТАЛЛОХИМИЯ ВЫСОКОКАЛЬЦИЕВЫХ ПИРОКСЕНОВ ПО ДАННЫМ РЕНТГЕ-
НОСТРУКТУРНЫХ И МЕССБАУЭРОВСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

А.В. Масленников, Л.П. Никитина, Ленинград, СССР

Рентгеновским монокристалльным методом уточнены струк-
туры ряда высококальциевых пироксенов с содержанием Fe^{2+} от
0,04 до 0,81 ат.ед. Показано, что замещение $Mg \leftarrow Fe$ в позиции
M1 приводит к анизотропным изменениям длин и углов связей как
в самом октаэдре, так и во всех других координационных поли-
эдрах структуры; полиэдр M2 трансформируется при этом из вось-
мигранта с шестью примерно одинаковыми и двумя более
длинными связями в восьмигранник с четырьмя короткими и че-
тырьмя длинными связями; увеличение содержания Fe^{2+} в образ-
це приводит к деформации /увеличению изгиба/ тетраэдрической
цепи. Мессбауэровские параметры /величины квадрупольного рас-
щепления и химического сдвига/ позволяют предполагать местер-
ную координацию ионов Fe^{2+} в полиэдре M2.

Уточнение структуры прокаленного при $1000^{\circ}C$ в течение
1000 час. в условиях вакуума / $pO_2 = 10^{-5}$ мм рт.ст./ образца по-
казало, что повышение температуры приводит к изменению кон-
фигурации тетраэдрической цепи.

В результате мессбауэровских исследований установлено
упорядоченное распределение катионов Fe^{2+} между подрешетками
M1 и M2, а также наличие энергетически неэквивалентных поло-
жений /субпозиций/ в подрешетке M1 и нестатистический харак-
тер распределения катионов между ними. Наблюдаемая для при-
родных клинопироксенов метаморфических и эффузивных пород
различная степень упорядоченности отражает условия их кри-
сталлизации.

О ТЕМПЕРАТУРНОЙ ЗАВИСИМОСТИ ГАЗОВЫДЕЛЕНИЯ ИЗ
ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ

В.Г. Моисеенко, И.Д. Зайкин, СССР

Методом газовой хроматографии изучена термокинетика выделения CO_2 и H_2O из включений в гидротермальных кварце, касситерите, кальците и метаморфизованном кальците. Кинетические кривые имеют сигмоидный вид, характерный для автокаталитического процесса. На основании теоретических соображений показано, что в первом приближении роль ускоряющего катализатора играет флюид, декрепитировавший к данной температуре. Представления об автокаталитическом механизме процесса декрепитации позволили впервые описать термокинетiku газовыделения из включений в минералах количественно, в хорошем соответствии с экспериментом. Кинетическое уравнение имеет вид:

$$\frac{dx_i}{dT} = k_0 (a_i - x_i) + \frac{k}{m \cdot N_i} \cdot x_i (a_i - x_i),$$

где x_i - число молей компонента флюида, выделившееся при нагревании до температуры T , a_i - исходное число молей компонента образце массой m , N_i - мольная доля компонента во флюиде, k_0 и k - соответственно, константы скорости собственно процесса декрепитации и автокатализа.

Для изученных минералов k_0 не зависит от природы минерала и состава законсервированных в нем включений. Напротив, k является характерной постоянной для каждого образца, отражающей особенности состава газовой-жидких включений. Предлагаемое нами уравнение позволяет найти очень важную характеристику минерала-температуру максимальной скорости газовыделения из включений, которая, как показали эксперименты с синтетическими кварцами, совпадает с истинной температурой кристаллизации минерала.

ВЛИЯНИЕ ПРОЦЕССОВ УПОРЯДОЧЕНИЯ НА
СТРОЕНИЕ И СОСТАВ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА

В.Г. Моисеенко, П.Л. Сафронов, СССР

В работе выделяются внешние и внутренние причины, обуславливающие состав и строение самородного золота. К внешним причинам относятся физико-химические условия минералообразования золота и всевозможные последующие воздействия на него, к внутренним - атомное упорядочение, как следствие стремления твердого раствора занять наиболее устойчивое структурное состояние.

Авторы считают, что внутренние причины проявляются в значительной мере для самородного золота из вулканогенных месторождений, в которых имеются благоприятные для протекания процессов атомного упорядочения факторы /дислокаций, скопления вакансий, легкоподвижные примеси, деформационные напряжения и др./. Самородное золото из таких месторождений часто встречается с составами 55-70 ат.% Au, обладающими, как экспериментально нами установлено на модельных золото-серебряных сплавах, максимальным ближним порядком.

Неоднородность состава и строения золота из этих месторождений объясняется не только неравновесностью условий и последующими воздействиями, но и возникновением так называемого локального порядка.

АТОМНОЕ УПОРЯДОЧЕНИЕ В СИЛИКАТАХ И ГЕРМАНАТАХ
ОЛИВИНОВОЙ И ПИРОКСЕНОВОЙ СТРУКТУРЫ

Л.П. Никитина, Р.Г. Гребенщиков, Н.О. Овчинников, Ленинград, СССР

Распределение изоморфных катионов по неэквивалентным позициям M_1 и M_2 кристаллических решеток железомagneзиальных оливинов, ромбических и моноклинных пироксенов и их германатных аналогов изучено методом мессбауэровской спектроскопии. Оно отклоняется от статистического и для минералов ромбической сингонии описывается уравнением степенной функции.

В структурах высокоглиноземистых ромбических пироксенов $Mg_{1-x-y}Fe_xAl_y(Si_{1-y}Al_y)_3$ ($0.05 \leq y \leq 0.12$), моноклинных пироксенов $Ca_{1-y}(Mg_{1-x}Fe_x)_{1+y}Si_2O_6$, $Ca_{1-y}Na_y(Mg_{1-x-y}Fe_xR^{3+}_y)Si_2O_6$ и германатов $Ca_{1-y}Fe_{1+y}Ge_2O_6$ ($y \leq 0.7$) в пределах подрешеток установлено наличие энергетически неэквивалентных позиций. Существование их обусловлено различием в составе второй и более высоких координационных сфер отдельных позиций, образуемых различными сочетаниями изоморфных катионов, существенно отличающихся по значениям ионных радиусов, электроотрицательности или валентности. Распределение катионов в пределах подрешеток является также упорядоченным.

В работе изучены термодинамические и кинетические параметры реакций разупорядочения в структурах ромбических пироксенов и их германатных аналогов. Показано, что упорядочение катионов в германатах выражено менее характерно, в связи с чем они являются более совершенными физико-химическими "моделями" идеальных и регулярных твердых растворов.

УПОРЯДОЧЕНИЕ ИЗОТОПОВ ВОДОРОДА Н И D В СТРУКТУРЕ ЧЕРМИГИТА
В.З. Нозик, С.В. Батурич, В.С. Урусов, Москва, СССР

Нейтроннографическое исследование распределения изотопов водорода Н и D проведено на монокристаллическом образце состава $N(H_{0.39}D_{0.61})_4Al[SO_4]_2 \cdot 12(H_{0.39}D_{0.61})_2O$ (пр. гр. Pa3, $a = 12,240(1) \text{ \AA}$, $Z = 4$). Измерено $486 I_{hkl} > 3 \sigma$ на автоматическом дифрактометре Синтеко ($\lambda = 1,167 \text{ \AA}$, $\sin \theta / \lambda \leq 0,71 \text{ \AA}^{-1}$). Уточнение позиционных и анизотропных тепловых параметров структуры проведено МНК с учетом вторичной экстинкции до $R = 5,4\%$. Уточнение "заселенности" позиций атомов водорода и дейтерия проведено на укороченном до $(\sin \theta / \lambda) \leq 0,5 \text{ \AA}^{-1}$ массиве $256 I_{hkl}$. $R = 3,2\%$ показало предпочтение изотопа Н к молекуле воды, а D - к аммониевой группе.

Атом	x/a	y/b	z/c	кратность	$B(\text{Å}^2)$
Al	0	0	0	4	1,02(1)
N	1/2	1/2	1/2	4	2,68(1)
1/2 H _N	0,4235(15)	=x	=x	4,52(II)	6,40(4)
1/2 H _N	0,4594(12)	0,5574(15)	0,5115(17)	12,84(12)	5,46(4)
S	0,3075(7)	=x	=x	8	1,44(1)
O _S (1)	0,2405(7)	=x	=x	8	4,11(2)
O _S (2)	0,3126(6)	0,2622(5)	0,4183(6)	24	3,06(2)
O _W (1)	0,0444(2)	0,1375(2)	0,2991(3)	24	2,39(1)
O _W (2)	0,0160(4)	-0,0162(4)	0,1511(3)	24	1,29(1)
H _W (1)	0,0302(5)	0,0360(5)	0,2010(4)	22,18(18)	4,69(3)
H _W (2)	0,0426(5)	0,9178(4)	0,1831(5)	23,11(16)	4,24(3)
H _W (3)	0,1158(6)	0,1711(6)	0,2874(5)	23,27(17)	5,18(3)
H _W (4)	-0,0071(6)	0,1948(6)	0,2864(6)	22,82(18)	4,74(3)

ПРИМЕНЕНИЕ ЛАЗЕРОВ В СПЕКТРОСКОПИИ МИНЕРАЛОВ
С ВЫСОКИМ ВРЕМЕННЫМ И СПЕКТРАЛЬНЫМ РАЗРЕШЕНИЕМ

Р.В. Орлов, Д.Г. Ковуг, Москва, СССР

Спектры люминесценции с высоким временным разрешением $/10^{-8}$ с/ и спектры комбинационного рассеяния /КР/ с высоким спектральным разрешением $/10^{-1}$ см $^{-1}$ / получены с применением лазерной техники.

Люминесценция возбуждалась азотным лазером /Тимп = 10^{-8} с, Римп = 5 квт/. Регистрация интенсивности люминесценции проводилась в стробоскопическом режиме с помощью быстродействующего фотозлектронного умножителя и согласованного с ним осциллографа и самопишущего прибора.

Спектры КР получены методом когерентного антистоксова рассеяния света /КАРС/, использующего 4-х волновое взаимодействие. Для возбуждения КАРС использовались импульсный лазер на гранате с удвоением частоты и лазер на красителе. Спектральное разрешение метода определяется шириной лазерных линий и не требует спектральных приборов с высоким разрешением.

На люминесцентной установке исследовалась кинетика люминесценции флюорита, шеелита и простейших молекул, адсорбированных на их поверхности, позволявшая разделить вклад отдельных компонент в спектр излучения.

Методика КАРС, не чувствительная к люминесценции объектов, использовалась для исследования сильно люминесцирующих шеелитов и органических флуороагентов, адсорбированных поверхность минерала.

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГРУППЫ Zn -СОЕДИНЕНИЙ

Г.Ф. Плахов, Москва, СССР

С целью систематического изучения цинковых соединений /силикатов, фосфатов, боратов и других неорганических соединений Zn / вскрыты кристаллохимические особенности структурных построений некоторых синтетических силикатов и фосфатов Zn /минералов/ и сопоставлены кристаллографические характеристики, которые позволили заметить генетическую связь между ними и их параллельность Be-соединениям и широко распространенным, породообразующим минералам силикатов. Кратко рассмотрено геохимическое и кристаллохимическое поведение Zn и Be в процессах минераллообразования.

Проведен анализ эллипсоидов тепловых колебаний атомов нескольких соединений, позволивший установить определенные закономерности в анизотропии тепловых колебаний атомов в отдельных фрагментах структуры /двортетраэдр, цепочка, слой/ и судить о прочности структурного построения и наличии спайности в кристаллах.

ИССЛЕДОВАНИЕ МОДИФИКАЦИОННЫХ ПРЕВРАЩЕНИЙ В
СИСТЕМЕ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОГО КРЕМНЕЗЕМА

И.И. Плыгина, Москва, СССР

Методами дифрактометрии, ИК-спектроскопии и электронной микроскопии изучен характер модификационных превращений ряда кварц-кristобалит. Показано, что модификационные превращения низкотемпературного кремнезема реализуются через разупорядочение α -кварцевой и α -кristобалитовой матрицы, для первой - через трансляционное, второй - одномерное. В средней части ряда, где фазы находятся в равновесии, обнаруживается сосуществование фаз, их микросрастание по родственными сечениями. Очевидно, что количественное соотношение сосуществовавших матриц α -кварца и α -кristобалита меняется постепенно от преобладания первой до преобладания последней. В условиях пониженных температур и давлений обычно образуется промежуточный, метастабильный кремнезем, способный в дальнейшем в течение последующих геологических эпох претерпевать спонтанный переход в устойчивые фазы. Конечным продуктом в условиях земной коры является кварц. Изучение кремнезема различного генезиса, а также выявленный механизм модификационного превращения для низкотемпературного кремнезема позволяют полагать, что в условиях земной коры осуществляется твердотельный метаморфический реконструктивный переход кристобалит - кварц без дополнительной энергии, сопровождающийся потерей воды. Термодинамические условия образования и последующая геологическая история определяют стадию процесса перехода кристобалит - кварц. Найдены критерии кристалличности и роль структурной неупорядоченности для представителей системы низкотемпературного кремнезема.

СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ШПИНЕЛИДОВ
УЛЬТРАБАЗИТОВ БОЛГАРИИ

И.И. Плыснина, Б. Генев /Москва, СССР/, И. Вергилов,
М. Д. Желязнова-Панайотова /София, Болгария/

Задачей настоящего исследования являлось определение характера взаимоотношений представителей обширной группы шпинелидов из ультрабазитов Болгарии, обнаруживших большое разнообразие состава и физических свойств. Природный ряд был дополнен некоторыми образцами синтетической шпинели, в особенности представителями Al,Mg-шпинели. С помощью методов Мессбауэровской и ИК-спектроскопии были изучены вопросы изоморфных замещений и модификационных превращений для ряда ферроферрит-феррохромшпинелид. Показано, что изученный ряд представляет собой семейство минералов с постепенной перестройкой структуры магнетита через хромсодержащие шпинелиды к Al,Mg-шпинели.

Исследования показали, что изученные шпинелиды составляют единую группу минералов с переходом от магнетита через хромшпинелиды к Al,Mg-шпинели, при этом переход осуществляется через промежуточные по составу и свойствам разновидности. Следует отметить, что в ультрабазитах отсутствуют промежуточные члены прямого ряда магнетит - Al,Mg-шпинель.

Для ряда феррит - хромит был установлен перерыв в промежутке составов от 0,5 до 4,5 молекулярных процентов Cr_2O_3 . Обнаружена также критическая область составов с характерными структурами распада твердых растворов. Следует отметить, что природные образцы охватывают область составов в прямом ряду $Cr \rightarrow Al$ до отношения последних, равное 1:1.

ПОЛУЧЕНИЕ ГЕРМАНАТА СУРЬМЫ, ЕГО СТРУКТУРА И
НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

В.И. Пополитов, Г.Ф. Плахов, Москва, СССР

Рассмотрены вопросы гидротермального синтеза новых кристаллов германата сурьмы $Sb_4Ge_3O_{12}$, полученных при изучении системы $Sb_2O_3-GeO_2-K_2CO_3-H_2O$, решена их структура и измерены некоторые физические свойства.

Приводится анализ условий фазообразования в системе $Sb_2O_3-GeO_2-K_2CO_3-H_2O$. Для оптимального выхода монокристаллов германата сурьмы использовался новый метод разделения исходных компонентов смеси в различных зонах растворения автоклава с применением независимых растворителей, обеспечивший получение кристаллов $Sb_4Ge_3O_{12}$ без побочных фаз. Показана полная структурная аналогия построек германата сурьмы и минерала эвлитина $Bi_4Si_3O_{12}$. Ранее, исходя из тройной /звятичной/ координации атомов Bi, структура эвлитина преподносилась как аналог кварца. Увеличение координации атомов Sb до шести /к тройке Sb-O = 2,002 Å прибавилась тройка атомов O с Sb-O = 2,699 Å/ привело к новой интерпретации эвлитиновой структуры $Sb_4Ge_3O_{12}$, теперь представленной двумя подкаркасами из уплощенных Sb-октаэдров и дискретных Ge-тетраэдров, цементирующих их в единый каркас. Выявлено весьма близкое родство структур эвлитинового типа Ca-гранатам и Sn-сульфосоли $(Pb_{0,66}Sb_{0,34})_6SnS_9$. Кристаллы $Sb_4Ge_3O_{12}$ обладают оптической анизотропией и имеют фазовый переход при 140°C, подтвержденный диэлектрическими измерениями и исследованием генерации второй оптической гармоники.

ИССЛЕДОВАНИЕ ДЕФЕКТОВ СТРУКТУРЫ ХРИЗОБЕРИЛЛА

Г.М. Рылов, Е.Г. Цветков, В.Н. Матросов,
Новосибирск, СССР

1. Монокристаллы хризоберилла, выращенные методом Чохральского в иридиевых тиглях с направлениями вытягивания $[100]$, $[010]$ и $[001]$, исследованы методом рентгеновской дифракционной топографии /метод Ланга и Берга-Баррета, $MoK\alpha$ и $CaK\alpha$ -излучения/, оптическим и микрозондовыми методами.

2. Обнаружены дефекты различного характера и происхождения: дислокации, включения, выделения.

Дислокации. В кристаллах, выращенных в направлении $[100]$ и $[001]$, преобладают краевые и смешанные дислокации с векторами Бергерса $[010]$ и $[110]$, а в кристаллах с направлением роста $[010]$ - винтовые. Дислокации зарождаются в области контакта заготовки с расплавом, на включениях, около боковой поверхности кристалла и в большинстве имеют равновесную прямолинейную форму, а средняя плотность их $10^3-10^4 \text{ см}^{-2}$.

Включения, выделения. При грубых изменениях равновесных условий роста происходит захват газовых пузырей, часть которых вытеснена твердой фазой, обогащенной изоморфными и другими примесями. Мелкие пузыри и выделения /0,1-0,01 мм/ распределены достаточно равномерно по объему кристаллов. Часть из них является центрами зарождения единичных дислокаций.

3. Многообразие конфигурации дислокационных линий свидетельствует об активном взаимодействии дислокаций с точечными дефектами. Это взаимодействие скорее всего, происходит в объеме кристалла, прилегающем к границе с расплавом, где температура еще очень высока и подвижность дислокаций также остается высокой. Часто наблюдаются спиралевидные, геликоидальные и петлеобразные дислокации. Хотя разнообразие дислокационных форм и других дефектов достаточно велико, совершенство кристаллов хризоберилла остается высоким.

ФАЗОВЫЙ АНАЛИЗ МИКРООБЪЕМОВ МИНЕРАЛОВ

А.Ф. Сидоров, Ленинград, СССР

Для идентификации фазы /минерального индивида/ в термодинамическом смысле необходимо применять комплекс методов или метод, обладавший группой аналитических возможностей. К последнему, на сегодняшний день, можно отнести электронно-зондовый микроанализ.

Изучение фазовой границы производится с помощью растровой или просвечивающей микроскопии с применением различного вида аналитических сигналов: прошедшие, поглощенные, отраженные, вторичные и Оже-электроны; характеристическое рентгеновское излучение и излучение в оптической области с разрешением от 0,2 нм /прошедшие электроны/ до 10^3 нм /рентгеновское излучение/.

Определение химического состава микрообъемов твердого тела выполняется по измерению интенсивности линий характеристического рентгеновского излучения, возбуждаемого падающим пучком электронов, по величине сигнала катодolumинисценции и по интенсивности Оже-спектров.

Кристаллическая структура микрофаз определяется с помощью дифракционных картин электронов /Кикучи-линии, дифракция быстрых и медленных электронов/ или рентгеновских лучей /метод Косселя/. Этими же методами может быть оценена концентрация дефектов.

Оценка типа химической связи атомов кристаллической и аморфной микрофазы может выполняться по Оже-спектрам или величине "химического сдвига" рентгеновских линий в ультрамягкой области.

Отдельные физические свойства фаз или фазовых границ устанавливаются по спектрам катодolumинисценции /например, ширина запрещенной зоны/ или по форме сигнала наведенного тока /степень когерентности фазовых границ/.

Используя перечисленные возможности электронно-зондового микроанализа и реализуя их в автоматическом режиме можно произвести фазовый анализ объекта, включающий как идентификацию отдельных минеральных индивидов, так и стереологический анализ.

ИК-СПЕКТРЫ И ИЗОМОРФИЗМ В АПАТИТАХ И БИОТИТАХ
НА МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СССР И МНР

В.И. Сотников, В.Н. Столповская, А.П. Берзина, Новосибирск, СССР

Особенности ИК-спектров апатитов и биотитов рекомендуются использовать в качестве типоморфного признака.

В апатитах наблюдалась лишь одна ОН-полоса с частотой 3540 см^{-1} и полушириной порядка 20 см^{-1} , что свидетельствует об идентичности окружения гидроксильных групп в структуре. В высококислотных апатитах полоса расширяется до $30-40 \text{ см}^{-1}$. По интенсивности ОН-полосы в апатитах месторождения разделяются на две группы: 1/ месторождения с широким проявлением калишпативности и повышенной активностью фтора - интенсивность полосы ослабла, 2/ месторождения с преимущественным развитием метасоматитов, включающих гидроксилсодержащие минералы - полоса повышенной интенсивности. Интенсивность ОН-полосы в апатитах находится в корреляционной зависимости от активности фтора и хлора в минералообразующем процессе. С возрастанием роли фтора интенсивность ОН-полосы заметно снижается; повышенные концентрации хлора способствуют ее увеличению. Интенсивность ОН-полосы в апатитах неизмененных пород ниже, чем в апатитах метасоматически преобразованных пород.

Биотиты существенно молибденовых месторождений часто виомомагнезиальные с интенсивной триоктаэдрической /максимум при 3700 см^{-1} / и слабой диоктаэдрической полосами. На месторождениях с преобладанием меди биотиты обычно характеризуются полосами, частотное положение и распределение интенсивностей которых свидетельствует о преимущественном окружении гидроксильных групп ионами Fe^{2+} . Биотиты пород рудосных комплексов в значительной степени гидратированы, а их железистые разности обычно хлоритизированы.

МЕССБАУЭРОВСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ШАМОЗИТОВ

Т.В. Ткачева, Москва, СССР

1. Проведены мессбауэровские исследования 10 мономинеральных или обогащенных /концентрат более 80% / фракций шамозита, выделенного из шамозитсодержащих бокситов КМА, Среднего Тимана и Средней Азии.

2. Мессбауэровский спектр шамозита состоит из суперпозиции двух дублетов, обусловленных наличием ионов Fe^{2+} , занимающих, по крайней мере, две неэквивалентные позиции в структуре М1 и М2. Образование последних связано с существованием вакансий в октаэдрических слоях.

3. Для шамозита характерно наличие шамозитоподобной Fe-Al-силикатной фазы, в состав которой входят ионы Fe^{2+} /позиция М3/ и Fe^{3+} , причем ионы Fe^{3+} занимают также две неэквивалентные позиции в двухслойной структуре этой фазы - $Fe^{3+}/1/$ и $Fe^{3+}/2/$.

4. С учетом данных ИКС и рентгеновской дифрактометрии, исследованные шамозиты по мессбауэровским параметрам делятся на упорядоченные /тип 1/ и неупорядоченные /тип 2/. За меру упорядоченности структуры шамозита принимается отношение заселенностей ионов Fe^{2+} по позициям М1 и М2.

5. Исследована температурная зависимость квадрупольного расщепления для ионов $Fe^{2+}/M1/$, $Fe^{2+}/M2/$ в структуре шамозита и $Fe^{2+}/M3/$ в структуре шамозитоподобной фазы /зависимости I и II, соответственно/. Резкое различие хода зависимостей I и II свидетельствует о различном строении этих фаз.

6. Установлено, что при нагревании шамозита в первую очередь окисляются ионы $Fe^{2+}/M1/$, причем скорость окисления шамозитов I типа выше, чем II типа. При температуре $350^{\circ}C$ происходит полное окисление Fe^{2+} в структуре шамозита и ее разрушение.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СУБМИКРОСКОПИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ
МИНЕРАЛОВ РЕНТГЕНОВСКИМ МЕТОДОМ

В.В. Шеркина, В.Г. Федоренко, Е.Г. Куковский, Киев, СССР

Размеры областей когерентного рассеяния /ОКР/ и микронапряжений ($\frac{\Delta d}{d}$) вдоль различных направлений в кристаллах минералов дают представление о размерах и формах субмикроскопических неоднородностей кристаллов. В дисперсной системе микрокристаллов ОКР могут совпадать с размерами кристаллов в том же направлении и в таком случае давать оценку степени дисперсности вещества. Наиболее распространенные рентгеновские методы - гармонического анализа профиля дифракционной линии, интегральной ширины или аппроксимации, вторых и четвертых центральных моментов - использованы для их сопоставления применительно к изучению каолинитов. Полученные результаты для глинистых минералов зависят от выбора анализируемых линий и метода расчетов значений ОКР и микронапряжений.

Дифракционная линия	Метод Фурье-анализа				Метод интегральной ширины				Метод вторых моментов			
	CuK		CuK		CuK		CuK		CuK		CuK	
	D.	$\frac{\Delta d}{d} \cdot 10^3$	D.	$\frac{\Delta d}{d} \cdot 10^3$	D.	$\frac{\Delta d}{d} \cdot 10^3$	D.	$\frac{\Delta d}{d} \cdot 10^3$	D.	$\frac{\Delta d}{d} \cdot 10^3$	D.	$\frac{\Delta d}{d} \cdot 10^3$
нм		нм		нм		нм		нм		нм		
001,2	32	1,0	29	1,5	52	1,7	45	5,0	37	2,5	40	4,0
002,4	33	1,4	37	1,8	45	0,8	66	2,0	27	1,3	62	2,3
001,4	22	3,0	22	1,5	50	1,1	48	2,0	34	0,5	48	1,5

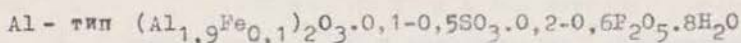
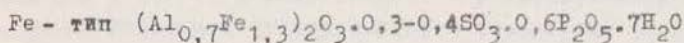
Целесообразно сравнивать результаты конкретного метода расчета и условий эксперимента. Применительно к монтмориллонитам показана неупорядоченность в межслоевой области из-за увеличения микронапряжений при малых размерах ОКР. Гидрослюдны отличаются от монтмориллонитов более широким диапазоном параметров субмикроскопической структуры ОКР /от 7 до 91 нм,

$$\frac{\Delta d}{d} = (1-9) \cdot 10^{-3}.$$

КОНСТИТУЦИЯ ПРИРОДНЫХ КОЛЛОИДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ
ЖЕЛЕЗО-АЛЮМО-СУЛЬФАТНО-ФОСФАТНОГО СОСТАВА

Н.П. Шкин, Г.С. Назарова, Сиктывакар, СССР

Для визейской черносланцевой толщи Пайхойского антиклинария, как и для аналогичных толщ других регионов, характерна интенсивная гипергенная миграция фосфора в коллоидных растворах железо-алюмо-сульфатно-фосфатного состава, образовавшихся при сернокислотном выветривании пиритизированных сланцев в результате воздействия H_2SO_4 на фосфоритоносные породы. В процессе миграции жидкие слабозвязкие растворы приобретают смоллоподобную консистенцию и затем переходят в твердые канифолеподобные рентгеноаморфные образования /аналоги каратауитов/. Среди последних выделяется два типа /составы округлены/:



Твердые коллоидные образования исследованы методами электронной микроскопии, химикоаналитическими, дериватографическими, малоуглового рентгеновского рассеяния, ИК-спектроскопии, радиоскопии /ЭПР, ПМР, ЯГР/. Установлено наличие в структуре твердых частиц диаметром 0,6-0,7 мкм, в состав которых входят молекулярные комплексы $(Al, Fe)_2 [(P, S)O_4]_3$. Присутствует железо Fe^{3+} в октаэдрической координации, Fe^{2+} и железо в виде гидроксида, ванадил-ионы, характерно несколько типов воды с различной прочностью структурных связей, в том числе два типа гидроксида. Разработана общая конституционная модель каратауитов.

Из твердых коллоидов формируется широкий комплекс гипергенных минералов: сульфатов /мелантерит, роценит, лаусенит, галотрихит, алуноген, ярозит, гипс, эпсомит и др. / и фосфатов /вавеллит, крадаллит, баррандит, варисцит и др./ . По данным природных наблюдений и модельного эксперимента разбирается механизм минералообразования и устанавливается общая схема кристаллизационной эволюции коллоидов.

О ВАЛЕНТНОМ СОСТОЯНИИ МАРГАНЦА В МИНЕРАЛАХ ПО ДАННЫМ
РЕНТГЕНОВСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ

В.А. Янчук, О.И. Матковский, Львов, СССР

С использованием спектрометра энергетического разрешения исследованы рентгеновские К-спектры поглощения марганца в окислах и гидроокислах простого и сложного состава. Базируясь на энергетическом положении и тонкой структуре К-краев поглощения марганца в MnO , $MnMn_2O_4$, Mn_2O_3 , $MnOOH$, MnO_2 и их искусственных смесях, определены реальные валентные формы марганца в ирригомелане, голландите, коронадите, романешите, тодороките, ванскзите, бернессите. Установлена несостоятельность традиционной минералогической концепции о присутствии в сложных окислах и гидроокислах ионов четырех- и двухвалентного марганца. Данные свидетельствуют о наличии в указанных минералах, сформировавшихся при сравнительно низких температурах в окислительных условиях, ионов четырех- и трехвалентного марганца.

Рассмотрена электронная структура разновалентных ионов марганца и характер межатомной связи марганец - кислород. Показано, что, исходя из критериев кристаллического поля и характера ближайшей координации, можно предсказать валентное состояние марганца и предпочтительные позиции разновалентных ионов марганца в структурах окислов и гидроокислов. Сделанные на основании такого подхода выводы подтверждают данные рентгеновской спектроскопии.

STUDIES OF THE CRYSTALLOCHEMICAL PECULIARITIES OF
JAROSITE BY X-RAY AND VIBRATIONAL SPECTROSCOPY METHODS

D.K. Arkhipenko, G.B. Bokiy, N.A. Palchik,
T.N. Grigoryeva, B.A. Orekhov, USSR

The spacegroup of jarosite - $KFe_3 [SO_4]_2(OH)_6$ - was refined by X-ray and vibrational spectroscopy methods as $D_{3d}^5(R\bar{3}m)$ [1,2].

The unit cell parameters of jarosite for a different chemical composition were refined by fullmatrix least-squares methods. It is shown that depending on geological conditions of origin there are some differences between the degree of perfection of structure: blocks of coherent scattering (BCS), values of distortion (VD). Jarosite from nonstable zones is characterized by little BCS and large VD.

The factor group analysis and the interpretation of infrared and Raman-Laser spectra were obtained for the jarosite structure [2].

The relation between the cation substitution and force-field of SO_4 -ions was studied. The substitution of single-valence ions greatly influences the position of band-absorption for Fe-OH lattice vibrations.

1. Menchettis, Sabelli C., J. Jb. Miner. Mh., 1976, H9, p. 406-417.
2. Arkhipenko D.K., Bokiy G.B. "Kristallographiya", 1979, v. 24, vyp. 1, p. 100-106.

COLOUR CENTERS IN MINERALS

A.I. Bakhtin (Kazan), A.N. Tarashchan (Kiev, USSR)

A HIGH RESOLUTION NEUTRON DIFFRACTION STUDY OF SYNTHETIC
FERGUSONITE AND AN YTRIUM NIOBATE OF COMPOSITION Y_3NbO_7
W.W. Barker, J. Graham, Wembley, Australia

A new refinement of the Fergusonite structure confirms the 4-8 coordination of the Nb atoms. The different cells used in the literature can cause confusion. The transition to the scheelite structure at high temperatures has been followed and a mechanism proposed in terms of oxygen and metal movements.

Another phase in the Y-Nb-O system, Y_3NbO_7 , has a novel structure with a cubic fluorite-like unit cell. Several reflections (200, 222, 420, 622, 444 & 640) are missing in the neutron powder pattern, and no supercell reflections are observed. If the cell is of the pyrochlore type, it appears to be severely distorted. Density measurements are used to determine the relationship with fluorite.

APPLICATION OF SYNCHROTRON RADIATION IN MINERALOGY

G. Calas, Paris, France

The use of Synchrotron Radiation is receiving increasing interest in Earth-Sciences due to the development of dedicated storage rings. Its two principal properties, "white-light" character and very high intensity, permit now to perform experiments in good conditions on natural materials. The present talk will give some results obtained with some different techniques:

- X-ray topography on natural and synthetic crystals like quartz, in order to study low-contrast defects related to growth processes;
- X-ray imaging, to locate elements in complex materials (like Mn-modules), taking advantage of the difference in intensity before and after the absorption edge of an element;
- X-ray Absorption Near-Edge Structure (XANES) senses the first empty levels, and is then the complementary technique of X-Ray fluorescence spectroscopy. It is more sensitive than this latter one to localized effects like oxidation state, coordination or metal-ligand covalency, although all the involved transitions cannot be always interpreted with the existing theoretical models. Spectra of transition-metal containing minerals will be presented.
- Extended X-Ray Absorption Fine Structure (EXAFS) which appears 100 eV to about 1 000 eV above the absorption edge is due to interference effects in ejected photoelectrons. It is sensitive only to short and middle-range order, as can then be used in amorphous and poorly crystallized materials, giving informations on distances of the various neighbours surrounding the element studied and also, with some theoretical problems, to coordination number. Examples will be presented on natural and synthetic glasses and on clay-minerals.

After a discussion on the practical problems encountered when studying minerals, the conclusion will be devoted to the current increase of real-time detection in some techniques like X-ray diffraction and EXAFS and also to the improvement of concentration levels with fluorescence technique.

SPECTROSCOPIC PROPERTIES OF TRANSITION
ELEMENTS IN NATURAL AND SYNTHETIC GLASSES

G. Calas, Paris, France

Aluminosilicate glasses can be used as a structural model of natural magmatic liquids. We have investigated synthetic and natural glasses varying from basaltic to rhyolitic compositions, as well as mineral glasses (as diopside of anorthite glasses). Various spectroscopic techniques were used to study the transition elements in these glasses, EPR spectroscopy, optical absorption and fluorescence, Mössbauer effect and X-Ray Absorption Spectroscopy. These techniques were compared between themselves to get, when possible, more informations on local symmetry and chemical characteristics (oxidation state, covalency effects) concerning the studied element. We have shown the evolution of the local structures and site energies as a function of the chemical composition of the glass; this evolution can be explained by a decrease in the effective charge of the ligands around the transition element when the network former element content increases. The existence of complexes, like VO^{++} and UO_{2+} , which exist in the fO_2 range of evolution of terrestrial magmas is an important feature which affects the geochemical properties of these elements (e.g. crystal/liquid partition coefficients). These results are discussed at the light of preconcentration processes which affect some transition elements during the magmatic processes.

FLUORESCENCE, THERMOLUMINESCENCE AND E.P.R. CHARACTERISATION OF HYDROTHERMAL R.E.E. DOPED SCHEELITES

G. Calas, R. Caruba, J.F. Cottrant, P. Iacconi, France

Hydrothermal scheelite was synthesised in cold seal bombs using as starting materials $\text{Na}_2\text{WO}_4 - 2\text{H}_2\text{O}$ and one of each: $\text{CaCl}_2 - 2\text{H}_2\text{O}$, $\text{CaSO}_4 - 2\text{H}_2\text{O}$ or CaF_2 . The reaction product was identified by means of X-Ray analysis. The synthesis experiments were done under 1 kb pressure and over the temperature interval $270^\circ - 720^\circ\text{C}$. The morphology of the hydrothermal scheelites depended on the used starting material: {112} for CaF_2 , {112}, {114}, {011} for $\text{CaSO}_4 - 2\text{H}_2\text{O}$ and {112}, {114}, {011}, {013} for $\text{CaCl}_2 - 2\text{H}_2\text{O}$. The crystals grown with the CaCl_2 starting material were doped with Sm, Eu, Gd and Tb. Two series of doped scheelites synthesis experiments were performed in one the starting material contained 100 and 1000 ppm of each of the R.E.E. The doped crystals were studied by E.P.R. and optical fluorescence, the R.E.E. were identical to those obtained from Czochralski process grown scheelites.

The hydrothermal scheelites showed thermoluminescence peaks at 88 ± 1 ; 149 ± 4 ; 216 ± 4 ; 277 ± 4 and $315 \pm 6\text{K}$. The emission spectrum of the main thermoluminescence peaks shows the presence of the Rare Earth elements in their trivalent state, as is usually the case for naturally occurring scheelites.



Synthetic scheelite crystal 30 μm obtained from Cl - mixture

THE $C\bar{1} \rightleftharpoons I\bar{1}$ TRANSFORMATION IN INTERMEDIATE
PLAGIOCLASE FELDSPARS.

R.A. Carpenter, Cambridge, England

Three different ordered structures have been recognised in the plagioclase feldspar solid solution and there appear to be three miscibility gaps. In spite of a number of experimental treatments, it is remarkable that very little attempt has been made to systematically define the composition and temperature limits of the different ordering schemes.

An experimental approach, using natural, homogeneous plagioclase crystals in the composition range An_{55} - An_{75} , has been used to define the locus of the $C\bar{1} \rightleftharpoons I\bar{1}$ (Al/Si order/disorder) transformation. For each of three compositions, An_{56-59} , An_{60-64} , An_{72-74} , the transformation was reversed under dry or hydrothermal conditions; the natural, ordered plagioclases were first disordered and then reordered. At $1000^{\circ}C$ the transformation occurs at compositions between An_{58} and An_{60} and at An_{72-74} it occurs between 1200 and $1300^{\circ}C$. The transformation can be described by a steep line on the phase diagram marking a transition, with increasing temperature, from structures with sharp b reflections to structures with diffuse b reflections. No evidence of any two phase region separating the $C\bar{1}$ and $I\bar{1}$ fields was observed using transmission electron microscopy.

These experimental results are consistent with (but do not prove) a non-first order transformation. The transformation line extrapolates to An_{50} at $\sim 750^{\circ}C$ and must be implicated in the Boggild miscibility gap.

DECATIONIZATION OF MINERALS

N.F. Chelishchev, Moscow, USSR

The occurrence of decationization is characteristic for ion exchange minerals. The study of micas and zeolites acid decationization shows that this process is characterized by a complicate mechanism. The decationization products are determined by the structural features of the initial mineral matrix. The decationized forms of initial minerals may be the intermediate products of ion exchange silicates acid processing of different degrees. The final product of acid processing is a high silica x-ray amorphous matrix, which differs from the deposited silicagel by its pseudomorphic development on the initial mineral grains. The infra-red spectrums and thermograms of these products are like silicagel. The other properties are essentially different. This regards to thermal- and electrical conductivity, porosity, pouring weight and other physical properties. The principal feature of the initial mineral crystalline structure can be preserved till considerable degrees of decationization. Such high silica products of ion exchange silicates acid processing, which preserve the principal feature of initial minerals crystalline structure, we suggest to call silicacrystallite in distinction from silicagel. Frameworked, layered and fibrous silicacrystallites can be obtained in conformity with the initial matrix structural feature. Decationization is fixed for manganese minerals of todorokite group and some other nonsilicate minerals side by side with aluminosilicate, titano- and zirconosilicate and alumophosphates. The occurrence of decationization is wide-spread in nature and leads to considerable deflexion from stoichiometry.

NEAR IR STUDY OF SOME H₂O AND OH-BEARING MINERALS

S.K. Datta, S. Mitra, Calcuta, India

Low and room temp. near IR spectroscopic studies of some H₂O and OH-bearing minerals offer identifying characters with respect to the positions of certain absorption bands.

The optical absorption spectra of Apophyllite, Mesolite, Tourmaline and Gypsum have been obtained at room temp. ($\sim 300^{\circ}\text{K}$) and 77°K and compared with synthetic hydrated fluosilicates of 3d-metals. Polarised absorption were also studied along major crystallographic directions. Optical absorption spectra of these crystals were taken in the range 1 to 2.5μ . The former two minerals exhibited characteristic bands at 1.18, 1.45, 1.75 and 2μ . The bands at 1.18 and 1.45μ , in particular, are highly sensitive to the nature of binding of the water molecules with the surrounding atoms. Their sharpness and enhanced intensity at low temp. indicate hydrogen-bonded structure. These are in agreement with the x-ray structural data. The spectra of apophyllite and mesolite are compared with hydrated sulphates like gypsum and fluosilicates. Non-hydrated minerals do not show these bands and are practically 'transparent' in this region. These bands owe their origin to the combinational overtones of fundamental water vibration modes and are sometimes overlaid with lattice vibrations. Tourmaline shows strong polarisation dependent absorption of the channel water.

ELECTROTHERMAL AND THERMOMAGNETIC PROPERTIES
OF SOME GARNETS

M.A. El-Haddad, A.A. Ahmed, Assiut, M.A. Ahmed, Cairo, Egypt

Garnets from certain metamorphic rocks from Sinai Peninsula have been examined compositionally by optical methods and physically for electrothermal and thermomagnetic properties. These garnets contain high molecular percents of iron and manganese.

The change of the volume resistivity is plotted against temperature giving the electrothermal analysis (ETA) curve. Besides, a study of the magnetic susceptibility of garnets is carried out when heated.

The relationship between the crystal structure of garnets and their magnetic susceptibility is given. It is demonstrated that by the determination of the unit cell dimension (a) and refractive index it is possible to determine the thermomagnetic and the electrothermal properties within the metamorphic grade. The nature of this relationship may provide an evidence of the conditions under which the rocks recrystallized.

THE PHENOMENON OF THERMAL, PRESSURE AND
CHEMICAL DEFORMATION COMMUNITY IN MINERALS

S.K. Filatov, Leningrad, USSR

Lattice size and crystal structure alterations as a function of temperature, pressure and chemical composition of the substance, which take place without alterations of structural type, we'll name crystallochemical deformations - thermal, pressure and chemical (isomorphous) deformations.

The thesis about the existence of community in crystallochemical deformations of different types is developed. New examples of this community are given. The community is used for the predictions of one deformation type from the other. It was experimentally determined for thermal and predicted for pressure deformations that anomalous deformations (negative thermal expansion and positive pressure deformations) are unique ones in the crystals of high category, rare in middle and normal in monoclinic and triclinic crystals (Филатов С.К., Записки ВМО, 111, No. 3, 1982).

Mathematics for the description of thermal deformations are used for the quantitative characterization of another crystallochemical deformations. The notions of chemical and pressure deformation coefficients are given. The method of thermal equivalents is proposed for the quantitative correlation between the deformations of different types. As the unit of measurement this method uses the thermal expansion coefficients.

ANOMALOUS COMPRESSION IN MINERAL-LIKE MATERIALS

L.W. Finger, R.M. Hazen, Washington, USA

Anomalous compression behavior has been discovered in three mineral-like compounds in the course of high-pressure, single-crystal, x-ray diffraction studies with a diamond-anvil cell. Compression in the absence of phase transitions is normally reversible, but wustite, Fe_{1-x}O , when held at pressures greater than 200 kbar, was found to undergo an irreversible volume reduction of as much as 0.8%. The magnitude of the effect appears to be time and pressure dependent. Possible mechanisms include exsolution of iron metal resulting in a wustite with more vacancies, or a reordering of existing vacancies.

In all minerals studied thus far the principal axes of a compressional strain ellipsoid decrease in length. In monoclinic BiVO_4 (distorted scheelite structure) one compression axis approximately parallel to the b axis actually expands with increasing pressure.

High-pressure phases are always denser, and are usually less compressible, than low-pressure phases. For example, the bulk modulus of BiVO_4 increases from 0.65 to 1.45 Mbar across the 15 kbar ferroelastic-paraelastic transition. However, in the sodium tungstate perovskite, $\text{Na}_{0.6}\text{WO}_3$, which undergoes a reversible cubic to tetragonal phase transition at 12 kbar, the bulk modulus of the high-pressure phase (1.1 Mbar) is less than that of the low-pressure phase (1.25 Mbar). The high-pressure form is a tilted perovskite and thus has more compressional degrees of freedom than the untilted low-pressure form.

CARBON, HYDROGEN AND EXTRA OXYGEN IN MINERALS

F. Freund, H. Kathrein, H. Wengeler, R. Knobel,

G. Oberheuser, H. Gonska, Köln, FRG and G. Demortier, Namur

When CO_2 and H_2O dissolve in minerals which are normally anhydrous, the solute species are not only carbonate and hydroxyl ions as has been surmised until now. By electronic charge transfer essentially zero-valent "atomic" carbon, C, and molecular hydrogen, H_2 , can be formed. O^{2-} becomes oxidized to O^- . The presence of transition metal cations tends to render the reaction scheme more complicated.

Even in a densely packed oxide structure like that of MgO the diffusion of both solute species is very fast: for carbon in the temperature range 150-1000 K $D = D_0 \exp(-E/RT)$ where $D_0 = 2 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{sec}$ and $E = 22 \text{ KJ/mole}$. In olivine single crystals from the Sergebet Island, Egypt, the frequency factor D_0 is of the order of $10^{-4} \text{ cm}^2/\text{sec}$ and the activation energy E of the order of 5-10 KJ/mole.

Information about the defect sites where the solute species are located in the structure has been derived from infrared and electron paramagnetic resonance spectroscopy.

To the extent that the system may be open for H_2 losses by diffusion and/or that hydrocarbons form by surface reactions, removing C and H_2 , an excess oxygen content builds up in the minerals. This extra oxygen is contained in the lattice primarily as peroxy anions, O_2^{2-} . These O_2^{2-} decompose thermally to $\text{O}^{2-} + 1/2 \text{ O}_2$ or dissociate in an ambivalent manner to two O^- which in turn undergo self-trapping to form more stable O_n^{n-} clusters. Autoxidation reactions of transition metal cations and/or the evolution of gaseous O_2 are the main consequences of the presence of excess oxygen.

Thus the list of gaseous reaction products found by gas chromatography to evolve within given temperature intervals from minerals heated under non-equilibrium conditions comprises not only CO_2 and H_2O , CO, H_2 , many hydrocarbons and metallo-organics but also O_2 .

STEREISOMERISM OF THE PENTABORATE POLYANION $[B_5O_{12}]^{9-}$,
POLYMORPHISM AND PIEZOELECTRICITY IN THE HILGARDITE
GROUP OF MINERALS: A NOVEL CLASS OF POLAR BORATE ZEOLITES
S. Ghose, Washington, USA

The hilgardite group of minerals with the chemical composition $Ca_2[B_5O_9]Cl \cdot H_2O$ occur in a number of triclinic and monoclinic phases. In addition, an orthorhombic anhydrous phase has also been synthesized. The building block of all of these structures is the pentaborate polyanion $[B_5O_{12}]^{9-}$, consisting of three borate tetrahedra and two borate triangles, which can exist in two stereochemical configurations (l or d). These polyanions, by sharing tetrahedral corners form chains parallel to the c axis, which are connected to four such adjacent chains along the a and b axes, such that the corners of borate tetrahedra share corners of borate triangles and vice versa. A pseudo-tetragonal open borate framework structure is formed this way, where the chlorine atoms and water molecules are located in straight channels parallel to the c axes and the calcium atoms in zigzag channels parallel to the a and b axes. The polymorphism in the hilgardite group can be explained by the various ways in which the borate chains (or layers) composed of pentaborate polyanions in l or d configurations are linked within the structure. The term "polytropism" is suggested for this particular form of polymorphism. All these structures are polar and the fairly strong piezoelectric effect in some of these phases depends on the fact that all the borate triangles may point in one direction along a or b axes. The water molecules are held by weak calcium-oxygen bonds and O-H...Cl type hydrogen bonds; hence, they are zeolitic in nature. Substitution of the chlorine atoms by hydroxyl ions gives rise to the tyretskite group of minerals.

THE CHEMICAL BOND IN SILICATES - THEORY AND EXPERIMENT

G.V. Gibbs, Blacksburg and R.D. Newton, Upton, N.Y., U.S.A.

One of the most important results afforded by diffraction studies has been the discovery that little difference exists between the geometry of a SiOSi group in a gas phase siloxane molecule and a solid silicate. Because of this small difference, molecular quantum chemistry, (MQC), can be used to generate energy surfaces and deformation maps for a variety of molecules especially designed to model the bonding in a silicate. The equilibrium geometries and energetics provided by these molecular surfaces conform with experimental geometries and force constants of SiOSi , SiSSi and SiNSi groups in silicates, thiosilicates and aminosilicates. Deformation maps generated for SiO bonds with 4- and 6-coordinate Si are in qualitative agreement with experimental deformation densities. By reproducing the bond strength-bond length curves and the correlation between P_0 and bond length, MQC has provided a quantum mechanical underpinning of Pauling's electrostatic valence rule. The assertion that the electrostatic bond strength, s , can be equated with bond number is corroborated by a strong correlation between s and bond overlap population. In addition to providing a good account of bond length and angle variations in silicates, MQC provides valuable insight into the compressibility, the polymorphism and the glass forming tendencies of silica. The successful application of MQC to silicates indicates that the bond length and angle variations, the local force field and the bonding densities in silicates are governed in large part by atomic arrangements.

MÖSSBAUER STUDY OF NATURAL AND SYNTHETIC WOLFRAMITES

R. Guillen, J.R. Regnard, Grenoble, France

The wolframite series consists of a complete solid solution $Fe_x Mn_{1-x} WO_4$ present in nature with $0 < x < 1$. It constitutes the main source of tungsten. The end-members, the ferriwolframite ($x = 1$; orange black) and the hübnerite ($x = 0$; yellow red) show similar crystallographic structures but quite different magnetic structures. The change between the two different antiferromagnetic structures takes place at $x \approx 0.35$ [1]. We report here the main results of the Mössbauer study on natural and synthetic wolframites in the composition range $0.2 < x < 1$. Natural samples come from some well-known Portuguese (Panasqueira, Vale das Gatas) and Peruvian (San Cristobal) mines. Crystalline synthetic samples $FeWO_4$ ($x = 1$) and $MnWO_4$ ($x = 0.25$) are obtained by new hydrothermal synthesis methods from iron and manganese salts and hydrated sodium tungstate. The iron and manganese contents of the different wolframites are obtained by atomic absorption spectrophotometry. The lattice parameters are determined from least-squares fits of the x-ray diffraction data. A linear variation of the a, b, c lattice parameters with the iron percentage x has been observed. Moreover Mössbauer experiments have been carried out at various temperatures between 300 and 1.5 K. The Mössbauer parameter values can be attributed to the presence in the wolframite structure of a high spin ferrous ion in a quite distorted octahedral symmetry. From the magnetic spectra registered at 4.2 K, one deduces a weak value for the hyperfine magnetic field $H_{hf} \approx 45$ kOe (of the same order of magnitude as the quadrupole interaction). H_{hf} is non colinear with the principal axis of the electric field gradient (e.f.g.). Moreover a negative sign of the e.f.g. and an approximate value of the asymmetry parameter η have been deduced from least-squares fits of the Mössbauer data. A linear variation of the magnetic transition temperature T_N with x has been observed for $1 > x > 0.5$. This behavior has been explained within the molecular field approximation by a competition between intralayer and inter-

layer exchange couplings of Fe-Fe, Mn-Mn and Mn-Fe pairs (layer = (100) plane containing Fe and Mn ions).

A complementary study is now being performed to obtain (i) the values of the Mössbauer parameters and of the Néel temperatures T_N in wolframites having an iron content $0.2 < x < 0.4$ i.e. on the two sides of the antiferromagnetic structure change ($x \approx 0.35$) (ii) the e.f.g. axes and H_{hf} orientation with respect to the crystallographic axes from the spectra of the Panasqueira oriented single crystals.

[1] H. Weitzel (1970). Z. Kristallogr. 131, 289-313.

ELECTRON PARAMAGNETIC RESONANCE OF Cr, V, AND P
CENTERS IN NATURAL TOPAZ

S.S. Hafner, I. Petrov, H. Rager, Marburg, FRG

Topaz $\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{F,OH})_2$ is orthorhombic (Pbnm) with one octahedral position for Al and one tetrahedral position for Si which have the respective point symmetries 1 and m. Detailed EPR data on natural topaz have been reported so far only on Fe^{3+} centers. We have studied a violet crystal (no. 1; 0.010% Cr and 0.005% V by wt.) from Sanarka, USSR, and a blue crystal (no. 2; no analysis) from Minas Gerais, Brazil, in detail.

The violet color of crystal no. 1 is due to Cr^{3+} (1). Broad Cr^{3+} lines (widths $\sim 200 \times 10^{-4}$ T) were observed, but not evaluated. However, the angular dependence of the hyperfine splitting (HFS) of paramagnetic ^{51}V ions (linewidth $\sim 40 \times 10^{-4}$ T) was measured in the three crystallographic planes. While trivalent V might be expected considering the presence of Cr^{3+} and Fe^{3+} substituting for Al^{3+} in topaz it is found that V occurs most probably as V^{4+} at Al sites in our crystal. Moreover, when the applied magnetic field is parallel to the crystallographic a, b or c axes, two distinct HFS are observed which indicate distinct octahedral sites with different local symmetries, depending on the kind and number of O, OH, F ligands: either four oxygen and two fluorine ligands or four oxygen, one fluorine and one hydroxide ligands.

The blue crystal from Minas Gerais exhibits two doublets (linewidths $\sim 20 \times 10^{-4}$ T) with unusually large splittings of about 1500×10^{-4} T. These doublets are interpreted as being due to $^{31}\text{P}(I=1/2)$ HFS of PO_4^{4-} radicals. Generally, this splitting is $\sim 1000 \times 10^{-4}$ T in phenakite Be_2SiO_4 (2), but a splitting of 1400×10^{-4} T has been determined in phosphate glasses (3). While the HFS angular dependence is small, an additional splitting into two components arises when the magnetic field is in a general direction with respect to the crystallographic axes. This additional splitting is not yet interpreted.

(1) I. Petrov, N.Jb.Mineral. 130, 288-302 (1977)

(2) Evgrafova, I.A., Gaimullina N.M., Wisamutdinov, N.M., Vinokurov, V.M., Phys.Mineral. (Kazan) 3, 14-22 (1971)

(3) R.A. Weeks, P.J. Bray, J.Chem.Phys. 48, 5-13 (1968)

ANALYTICAL TOOLS FOR MEASURING THE CARBON AND HYDROGEN
DISTRIBUTION IN MINERALS

H. Kathrein, G. Demortier (Namur), H. Gonska, H. Wengeler,
R. Knobel, G. Oberheuser, F. Freund, Köln, FRG

The concentration and spatial distribution of carbon and hydrogen in minerals are exceedingly difficult to analyze quantitatively. Yet, there is a great and wide-spread interest in these two elements, because their presence betrays the presence of dissolved CO_2 and H_2O , the most important fluid phases.

One prerequisite for measuring C and H in mineral samples is the use of ultrahigh vacuum techniques. Carbon can be analyzed in single crystals by means of the $^{12}\text{C}(\text{d},\text{p})^{13}\text{C}$ nuclear reaction using 1 MeV deuterons from an accelerator. This method yields information about the C concentration depth profile in a 1-2 μm thick surface layer. The depth and lateral resolution currently achieved are of the order of 0.4 μm and 0.2 mm respectively. Similarly hydrogen can be analyzed with the help of the $^1\text{H}(^{15}\text{N},\alpha\text{p})^{12}\text{C}$ or $^1\text{H}(^{19}\text{F},\alpha\text{p})^{16}\text{O}$ resonant reactions with a somewhat better depth resolution.

Photoelectron spectroscopy, XPS = ESCA, can provide information about carbon in the topmost 20-50 \AA , however with virtually no lateral resolution. Secondary ion mass spectrometry, SIMS, if used as a probe in a scanning mode, can yield direct images of the surface distribution of C and H with a lateral resolution of better than 5 μm . With some severe limitations due to knock-on effects SIMS can also be used for depth profiling.

In structurally simple cases infrared spectroscopy, supported by paramagnetic resonance and nuclear magnetic resonance spectroscopy, has provided valuable informations about the crystallographic sites where the species associated with C and H are located in the mineral structures.

CRYPTOPERTHITES OF ALKALI FELDSPARS:
COHERENCY AND LATTICE DEFORMATION

N.P. Khisina, O.G. Smetannikova, Moscow, USSR

Cryptoperthites of alkali feldspars of different origin were investigated by TEM and X-ray powder diffraction technique. On the basis of electron microscopic data a size and orientation relationships of exsolution phases were established. Two different types of cryptoperthites were determined: (1) coexisting phases are not inverted after exsolution and have the same symmetry; (2) K-phase is monoclinic, Na-phase is triclinic and twinned. On the basis of X-ray powder diffraction data the compositions of coexisting phases were estimated using the known correlations (1) composition - $2\theta_{201}$ [1] (2) composition - unit cell volume [2] (3) composition - $0,3d_{201} + d_{204}$ [3]. Results obtained using these methods are not corresponding to each other. The discrepancy among compositions determined from the different dependencies (1-3) was analysed using the conception of a coherent interphase boundary. It has been shown that observed anomalies of cryptoperthites can be explained by the character of deformation of lattice of coexisting phases both in a plane of their intergrowth ($\bar{6}01$) and along the $[100]$ direction. In cryptoperthites of (1) and (2) type the deformations are different and extent of "anomalousity" should be described taking it into account.

[1] Wright T.L. (1968). Am. Mineral. 53, 88-104; [2] Stewart D.B., Wright T.L. (1974). Bull. Soc. Franç. Miner. Cristall, 27, 356-377; [3] Robin J.P.F. (1974). 59, 1299-1318.

ELECTRON MICROSCOPIC STUDY OF THE KINETICS OF MINERAL
FORMATION DURING EXPERIMENTAL CRYSTALLIZATION OF
VOLCANIC GLASSES

G.N. Kirov (Sofia), E.E. Senderov (Moscow, USSR),
V.I. Petchigargov (Sofia, Bulgaria)

The products of hydrothermal crystallization of acidic volcanic glasses (perlite) are examined by means of scanning electron microscopy. The crystallization conditions are as follows: temperature 140°C, pressure of saturated water steam, 1 N solutions of potassium and sodium carbonates and hydroxides (1:1), ratio glass: solution = 1:1, without and with addition of 5 % of natural clinoptilolite or phillipsite nuclei, duration 2-25 days. Clinoptilolite, phillipsite, mordenite and alkaline feldspar are synthesized. The electron microscopic study of the synthesized samples revealed that the zeolite crystallization starts significantly earlier, than it is established by powder diffractometry. Laminar crystals of clinoptilolite and columnar crystals of phillipsite grow directly on the glass fragments with perpendicular orientation to their surface. The sheaf-like aggregates of mordenite crystals as well as feldspar appear considerably later and grow on the former formed minerals.

The presence of nuclei essentially alters the mineral composition of the sample and the sequence of mineral formation.

MORPHOLOGY AND ORIENTATION OF TOURMALINE IN ROCKS

A. Klar, P. Paulitsch, Darmstadt, FRG

Well-shaped crystals of tourmaline appear in rocks of different paragenesis. The crystals are surrounded by the prism $(10\bar{1}0)$ in pegmatite (K) and (L), both in Turkey, and in mica schist in the Spessart region of Germany. In the talc schist of Rajgarh, India, tourmaline is surrounded by the prism $(11\bar{2}0)$; this is also true of the tourmaline quartzite of Cornwall, from the border of the tin mine.

This tourmaline prism plane represents good preferred orientation parallel to the foliation in the rocks. In addition, the crystallographic c-axes of the rodlike tourmaline are orientated parallel to the folding axis of the rock.

The bending axis of the single crystal of tourmaline was determined by X-ray universal-stage studies and can be described as (m:m).

With respect to the genesis of the rock, this bending axis is not a result of deformation after the development of tourmaline crystals, but forms during this process; it can lead to a 90° curved crystal. On the other hand, postcrystalline deformation of tourmaline is realized by separation and cleavage parallel to the base plane (0001) and by bending in a smaller extent with lower angles.

FORCE FIELD CALCULATIONS AND VIBRATIONAL SPECTRA OF MINERALS
W.E. Klee, Karlsruhe, FRG

Calculating the vibrational frequencies of a mineral means calculating the frequencies of a mechanical or electrical model of the mineral structure. Such a model has to be sufficiently simple in order not to require too many adjustable parameters and has to be sufficiently complex in order to be able to reproduce the vibrational properties of the mineral in a satisfactory way. Various degrees of sophistication are possible. For example, if the chemical bonds are sufficiently covalent in character, it may be appropriate to choose a short range model like the valence force model in which all forces between atoms which are more than a limiting distance apart are neglected. Long range Coulomb forces may be added by assigning electric charges to the mass points which represent the atoms, thereby setting up a rigid ion model. This may be complemented by considering also the polarizabilities of the ions, either by assigning such polarizabilities directly to the charged mass points and thus constructing a polarizable ion model or by putting a shell around each mass point as a model for the electron cloud of the ion and thus setting up a shell model. In the course of the force field calculations the parameters of the model are varied until a best fit is obtained between the observed and the calculated data. These data may be other than just the vibrational frequencies. For example, from the short range model the elastic constants can be calculated. The rigid ion model permits calculation also of the splitting between longitudinal and transverse frequencies. The polarizable ion and the shell models permit, in addition, the calculation of the dielectric constants, both static and at high frequencies.

The values of the parameters which are adjusted to fit the observed data are dependent on the type of model on which the calculations are based. For example, the force constants calculated with a short range model may differ from those calculated with a rigid ion model. Also, within the frame of short range models, the neglect of interaction between more

distant atoms puts constraints on the surviving force constants which depend on the choice of the limiting distance above which no interaction is assumed. Even for one and the same short range model there may be several or infinitely many sets of force constants which reproduce the set of vibrational frequencies equally well. To take another example: The ionic charges calculated with a rigid ion model may differ from those calculated with a polarizable ion model, and in both cases the charges are different from those which one is normally accustomed to associate with the ions in the particular structure. It is therefore important to keep in mind that the values of the parameters from which the spectroscopic and other data are calculated are primarily those of the model and only an approximation to those of the mineral.

When proper allowance is made for the limitations mentioned above the force field calculations can greatly help to deepen our understanding of the vibrational properties of minerals. A mineralogist may be interested in using these calculations as an aid in assigning the various bands in the vibrational spectra to the motions of particular atoms or groups of atoms. He may also be interested in the possibility of using spectroscopic information for the calculation of thermodynamic data.

IRRADIATION AS A METHOD OF MINERALOGY

I.L. Komov, Alexandrov, USSR

Analysis of irradiated minerals opens certain possibilities in scientific and practical geology:

1. Irradiation-revealed inhomogeneities in mineral phases, anomalous pleochroism, zonal-sectoral structures and dissolution-regeneration phenomena permit us to obtain new data on mineral forming conditions.

2. Irradiation permits also to identify minerals more definitely.

3. Defects revealed by X-raying may be used as indicators of transport and redistribution of radiomaterials in certain geological areas.

4. Irradiation-induced defects help to understand not only conditions of crystal growth but also the subsequent life of the formed minerals (including processes of annealing, diffusion and neutralization of colour centres).

5. Irradiation centres in minerals are very helpful in understanding paleotemperature conditions at rock-forming ages. One should consider there the effect of thermal destruction or "erasing" of the paramagnetic centres (blind intrusions, abissal faults, funnels of paleovolcanoes).

6. The results of irradiation of minerals and the regenerated colours are highly descriptive as to the "vertical" evolution of the cooling hydrothermal solutions. It is possible also to reconstruct the picture of local pulsations determined by tectonic movements. As a consequence it becomes possible to find extension ores if a part of some ore body is cut away or consealed, and to determine cut levels of such ore bodies.

HIGH PRESSURE SPECTRA UP TO 120 KBARS OF THE SYNTHETIC
GARNET END MEMBERS SPESSARTINE AND ALMANDINE

K. Langer, G. Smith, West-Berlin

Room temperature absorption spectra in the range 30 000 - 5000 cm^{-1} of polished slices of synthetically grown end members spessartine and almandine with analyzed compositions $\text{Mn}_{3.02}^{2+}\text{Al}_{1.99}\text{Mn}_{0.01}^{3+}\text{Si}_{2.99}\text{O}_{12}$ and $\text{Fe}_{2.92}^{2+}\text{Al}_{2.07}\text{Si}_{2.98}\text{O}_{12}$, respectively, have been measured at pressures up to 120 kbars. Numbers and energy shifts with pressure of spin-forbidden $\text{Mn}^{2+} [8]$ and $\text{Fe}^{2+} [8]$ bands suggest that the application of Tanabe-Sugano diagrams calculated for cubic point symmetry to the problem of band assignment is an oversimplification. Evaluation of shift with pressure of the spin-allowed $\text{Fe}^{2+} [8]$ transitions in dodecahedral sites with 222 symmetry reveals an increase of 13 % in crystal field stabilisation energy of Fe^{2+} up to 100 kbars, a mean linear compressibility $\bar{\beta}_1 = (260 \pm 60) \cdot 10^{-6} \text{ kbar}^{-1}$, and a bulk modulus $k_{\text{poly}} = 1300 \pm 300 \text{ kbar}$ of the Fe^{2+} containing almandine dodecahedra.

MÖSSBAUER STUDY OF GRUNERITE

J. Linares, J.R. Regnard, Grenoble, France

Grunerite, $\text{Fe}_7 \text{Si}_8 \text{O}_{22} (\text{OH})_2$ is a widely spread amphibole mineral which is the end-member of the cummingtonite series $(\text{Fe}, \text{Mg})_7 \text{Si}_8 \text{O}_{22} (\text{OH})_2$. In these later compounds the variable composition and the degree of Fe-Mg order within the various cation sites can provide important data on the crystallisation and cooling history of the connected metamorphic rocks. Grunerite crystallizes in the space group $C_{2/m}$ with four non equivalent positions M_1, M_2, M_3, M_4 which have site multiplicities 2, 2, 1, 2 and point symmetries 1, 1, m, 1 respectively. Iron is distributed over these four non equivalent octahedrally coordinated positions M_1, M_2, M_3, M_4 . It was claimed from a previous Mössbauer study of some cummingtonites at 300 and 77 K that the spectra were composed of two quadrupole doublets attributed to the presence of Fe^{2+} on one hand in the M_1, M_2, M_3 sites ($\Delta E_q = 3.10$ mm/s at 77 K) and on the other hand in the more distorted M_4 site ($\Delta E_q = 1.54$ mm/s at 77 K) [1].

In the present work, we have performed Mössbauer experiments at various temperatures between 1.5 K and 300 K in order to try to differentiate at low temperature the iron sites. The 300 and 77 K Mössbauer spectra of grunerite can be fitted with two quadrupole doublets of different linewidths ($\Delta E_q = 3.12$ and 1.52 mm/s at 77 K). However the best fits of these spectra are obtained when three quadrupole doublets of the same linewidth are involved. In this case, the broader doublet, previously attributed to the contribution of the M_1, M_2, M_3 iron sites consists in fact of two quadrupolar components. These are attributed on one hand to the M_1, M_3 sites ($\Delta E_q = 3.20$ mm/s) and on the other hand to the most distorted M_2 site ($\Delta E_q = 2.96$ mm/s). This decomposition of the spectra is consistent with the relative iron site population deduced from the X-rays structural study.

The magnetic transition temperature has been measured by Mössbauer spectroscopy to be 45 ± 1 K. Moreover magnetic sus-

ceptibility measurements obtained on the same sample indicate three magnetic transition temperatures: 45.2 K, 39.2 K and 6.5 K. Taking account of the Fe-Fe different distances, the 6.5 K transition temperature cannot be attributed to grunerite, but to the presence of some magnetic impurity such as MnSiO_3 or $\text{Fe}_{x'}\text{M}_{1-x'}\text{SiO}_3$. The 39.2 K "transition" temperature may exist because the Mössbauer spectra registered below 45 K show that (i) the M_4 doublet orders magnetically first (ii) it remains some inner quadrupolar component indicating that part of iron in M_1 , M_2 , M_3 has a paramagnetic behaviour. These results will be discussed in considering the different antiferromagnetic couplings between the M_1 , M_2 , M_3 , M_4 iron sites.

[1] S.S. Hafner, S. Ghose (1971). - Z. Kristallogr. 133, 301-326.

INTENSIFYING SCREENS IN X-RAY DIFFRACTION PHOTOGRAPHY
K. Lindqvist, Espoo, Finland

In medical diagnostics the use of intensifying screens has made it possible to lower the radiation dose. In X-ray diffraction photography the time needed for enough exposure can be considerably shortened with such a screen. Screens can be used both in powder cameras and single crystal cameras. The screen is mounted behind the film in such a way that the film is held tightly to the screen. In Debye-Scherrer cameras the diameter will be somewhat reduced, but the pattern obtained can readily be compared with patterns obtained without screens. In single crystal cameras the screen enables above all a swift orientation of the crystal. Depending on the radiation and the sample the time needed for enough exposure both in powder and single crystal studies will be reduced to about 10-20% of the time needed without screens. Kodak X-Omatic Regular screen together with Kodak X-Omat L film has proved to be a suitable screen-film combination.

ORDER-DISORDER IN SURSASSITE

M. Mellini, S. Merlino, Pisa, Italia

Sursassite, $a=8.70$, $b=5.79$, $c=9.78 \text{ \AA}$, $\beta=108.9^\circ$, was generally assumed as a manganese-rich member of the epidote group. Our structural study indicated the ideal unit cell content $Mn_4Al_6 [(OH)_6(SiO_4)_2(Si_2O_7)_2]$. The structure, closely related to that of pumpellyite, is built up by chains of edge sharing AlO_6 octahedra, connected by SiO_4 and Si_2O_7 groups, with seven-coordinated manganese cations in the holes of the framework.

Difficulties found in the refinement process as well as features in the difference Fourier syntheses were interpreted as due to some kind of disorder and prompted us to undertake a careful examination of sursassite crystals by transmission electron microscopy.

The electron microscopy study revealed a domain structure for sursassite crystals, with the different domains built up by the same structural layers according to different stackings. The common structural layer has monoclinic symmetry with $a_s=8.70$, $b_s=5.79 \text{ \AA}$, the "width" of the layer being $c_s \sin \beta_s = 9.25 \text{ \AA}$, where s refers to sursassite. Two adjacent layers may be stacked according to a vector

$$t_1=c_s \text{ or } t_2=c_s+(a_s+b_s)/2$$

The stacking sequence $t_1 t_1 t_1 \dots$ gives rise to the "sursassite" structure, whereas the stacking sequence $t_2 t_2 t_2 \dots$ gives rise to the pumpellyite structure. Most crystals are made up by large "sursassite" domains with intermixed thin (001) "pumpellyite" lamellae, whereas some crystals show alternation of large "pumpellyite" and thin "sursassite" lamellae. Moreover ordered $t_1 t_2 t_1 t_2 \dots$ sequences were found and studied. Twinning in sursassite and relations between "sursassite" and "ardennite" structures were discussed on the basis of the X-ray diffraction and electron microscopy evidences.

MÖSSBAUER STUDY OF GREEN TREMOLITE OCCURRING IN
CHROMITE-AMPHIBOLITES FROM BICHHABURU, SINGHBHUM DT., BIHAR, INDIA
S. Mitra, Calcuta, India

^{57}Fe Mössbauer spectra of well-crystalline green tremolites, collected from the metamorphosed ultramafites with talc-serpentinites and chromite lenses, occurring at Bichhaburu village near Chaibasa was investigated for the study of valency transformation during metamorphism.

The spectra were taken at room temp. and at 100°K . The spectra were computer-fitted to Lorentzian doublets with equal line-widths. Four doublets could be fitted in each of the spectra with the I.S., Q.S., FWHM and I values are stated in the text. The Q.S. values do not change to the extent as the I.S. values. The Fe^{2+} and Fe^{3+} distribution change with temp. is significant and this has been evaluated in the perspective of the grade of metamorphism and the crystal chemistry of pre-metamorphic mineral assemblage.

PREDICTION OF THE CRYSTAL STRUCTURES OF MINERALS

B.C. Parker, A.K. Cormack, C.R.A. Catlow, London, England

The aim of our work has been to develop a computer simulation technique that can predict the structure of minerals.

The basis of the technique is energy minimization i.e. all structural parameters are varied until the configuration with the lowest value of the lattice energy, is achieved; the initial configuration usually corresponds to the 'ideal' structure based on regular polyhedra. The lattice energy is calculated using a specified potential model which includes electrostatics and short-range terms.

These techniques can be applied to two distinct areas. The first concerns discrimination between alternative space groups proposed for the same structure. As an example, we considered the question of the space group ambiguity of the aluminate mineral, spinel. The second concerns the calculation of the distortions from ideal close packed structures; and here we concentrated on mainly silicate minerals. Our study included silicates where the SiO_4 units were isolated or linked to form a ring or chain e.g. olivines, garnets and orthopyroxenes. There is good agreement with recent experimentally determined structures.

Moreover, the adjustment of cell parameters enable us to calculate the effect of a change of pressure on atomic positions. We have obtained satisfactory agreement with the experiments which have calculated the structures at various pressures of a number of systems e.g. garnets and zircon.

Our results suggest that the technique we have developed can accurately and reliably predict the structures of silicate and other complex oxide systems.

MICROHARDNESS OF SINGLE-CRYSTAL AND POLYCRYSTALLINE

SAMPLES OF BETA- Al_2O_3 ($\text{Na}_2\text{O} \cdot x\text{Al}_2\text{O}_3$)

C.N. Poulieff, I. Balkanov, P.D. Yankulov, L. Lyutov,
R. Kvachkov, A. Yanakiev, Sofia, Bulgaria

Polycrystalline closed-end tubes of β -alumina are used as a solid electrolyte and separator in the sodium-sulphur battery system. Their physico-mechanical properties are of decided importance for the performances of the above mentioned energy source. In addition, it should be mentioned that the β -alumina phases (i.e. polyaluminates) have structural analogies with some natural minerals (magnetoplumbite, plumboferrite, hibonite, etc.).

The present work deals with the determination of the microhardness of single-crystal and polycrystalline samples of sodium β - and β'' - Al_2O_3 . The effect of the microstructure of polycrystalline samples on this important characteristic is considered.

The values of the Vickers microhardness of β - and β'' - Al_2O_3 (2000-2180 kg/mm^2) are close to those measured on natural samples of α - Al_2O_3 and Mg-spinel.

The crystal chemical factors which control the rather high microhardness of the β -alumina phases are discussed.

MAGNETISM OF MINERALS

W. Prandl, Tübingen, FRG

After a brief introductory discussion of macroscopic and microscopic magnetic methods and the answers they give experiments based on neutron scattering will be treated in detail: elastic, quasielastic, and inelastic scattering of unpolarized and polarized beams.

The power of these methods will be shown by an analysis of single experiments performed so far with minerals. In this way I shall try to demonstrate the spectrum of questions we can ask nature rather than to give a complete list of experiments actually performed.

RESPONSE OF MINERAL STRUCTURES TO HIGH PRESSURES
AND HIGH TEMPERATURES

C.T. Prewitt, Stony Brook, NY, U.S.A.

Over the past ten years a large amount of data has become available on the crystal structures of minerals at high temperatures and pressures. As a result, we can now understand much more about the character of thermal expansion and compressibility of individual cation-anion bonds in crystal structures, the variation of temperature factors, mechanisms of phase transitions, and the nature of cation ordering. In addition, these data include much useful information about elastic constants and their temperature and pressure derivatives. In the next ten years increasing access to high-intensity radiation from synchrotrons will open up the possibility of many new kinds of experiments under extremes of temperature and pressure as well as to provide data of much higher quality than can be obtained with conventional techniques. This will allow us to evaluate more sophisticated models of mineral behavior at high temperatures and high pressures. Examples of typical experimental activities include studies of phase transitions in pyroxenes, modeling of mantle mineralogy, and advanced x-ray diffraction analysis of samples that are available only as powders or very small single crystals.

THE MECHANISM OF THE OLIVINE TO SPINEL TRANSFORMATION
IN THE Mg_2GeO_4 SYSTEM UNDER HYDROSTATIC AND NON-HYDROSTATIC
CONDITIONS

G.D. Price, Cambridge, Great Britain

Olivine of approximate composition $Mg_{1.8}Fe_{0.2}SiO_4$ is a major constituent of the earth's upper mantle. Structural changes, which occur in olivine as a function of increasing pressure, involving the formation of the β -phase and spinel polymorphs have therefore aroused considerable interest. The mechanisms of these transformations are of particular importance to the properties of the mantle in the zone in which these structural changes are occurring. Several mechanisms have been proposed for the olivine to spinel inversion, but in the absence of sufficient observational data on intergrowths of these phases, the subject remains controversial. Here we report observations made on the olivine to spinel transformation in the Mg_2GeO_4 system, which is considered to be an excellent analogue of the silicate system. Because of the importance to plate tectonic theories of possible mantle rheology in these transformational zones, the mechanism of the inversion (as inferred from transmission electron microscopy) will be described for both hydrostatic and non-hydrostatic shearing conditions. The effect of the transformation on the rheology of Mg_2GeO_4 near the inversion will be described, and the implications to mantle processes will be discussed.

STACKING FAULTS IN THE NATURAL β -PHASE POLYMORPH OF Mg_2SiO_4
G.D. Price, Cambridge, Great Britain

Olivine of approximate composition $Mg_{1.8}Fe_{0.2}SiO_4$ is a major constituent of the earth's upper mantle. Structural changes, which occur in olivine as a function of increasing pressure, involving the formation of the β -phase and spinel polymorphs have therefore aroused considerable interest. The mechanisms of these transformations are of particular importance to the properties of the mantle in the zone in which these structural changes are occurring. Several mechanisms have been proposed for the olivine to spinel and the spinel to β -phase inversions. The latter may involve a martensitic process, involving the development of stacking faults in the transforming phases. Here we report observations made on stacking faults ($\frac{a}{4}$ [010] (010)) found in the natural β -phase polymorph of Mg_2SiO_4 , and discuss the relative energetics of these and other possible faults produced by partial dislocations within the β -phase structure. Because of the importance of mantle rheology in these transformation zones, the possible effect of these faults on the rheology of the β -phase will be discussed.

SUPERSTRUCTURE OF LAIHUNITE ($\text{Fe}_{0.5}^{2+}\text{Fe}_{1.0}^{3+}\text{SiO}_4$): A NONSTOICHIOMETRIC OLIVINE

Huang Shen, O. Tamada, M. Kitamura, N. Morimoto, Kyoto, Japan

Laihunite was first introduced by laihunite research group of China (1976). This mineral has the chemical composition of $\text{Fe}_{2.0-1.5x}^{2+}\text{Fe}_x^{3+}\text{SiO}_4$, where $x \sim 1.0$ and is considered to be a nonstoichiometric olivine.

The crystal structure and fine textures of laihunite have been studied by the X-ray diffraction method and high resolution electron microscopy. Laihunite always appears in a pseudo-twin relation with the composition plane (001). It shows fine lamella textures of two distinct phases, in the electron micrographs, one of which seems to be amorphous. The crystal structure of laihunite is a superstructure of a distorted olivine-type structure. The basic cell has $a=4.805(2)$, $b=10.187(9)$, $c=5.801(3)$ Å and $\alpha=91.0(2)^\circ$. The satellite reflections indicating the superstructures with $c'=2c$ of $3c$ of the basic cell were observed in the electron and X-ray diffraction patterns.

The superstructure of the $3c$ type has been determined by the 3-dimensional 2707 reflections from a twinned crystal based on space group $P2_1/b$. The final and weighted R converged to 0.142 and 0.092. The superstructure ($3c$) takes place by the ordered arrangement of Fe^{2+} at the M1 sites of the basic olivine structure.

GENETIC SIGNIFICANCE OF THE PARAMAGNETIC
CENTERS IN A NATURAL QUARTZ

M.Ya. Shcherbakova, Novosibirsk, USSR

Most widespread paramagnetic centers were studied by the EPR spectra of a natural polycrystalline quartz. These are: the hole Al-center, EPR spectrum with the liquid nitrogen temperature represented by the wide band with the effective g-factor $g_{\text{eff}} = 2,006$ (Al—Si in the zones with the lower structural ordering) and overlapping system of the narrow lines (Al—Si in the regular structure); the hole centers of O^- type and the electron E' center, to display in the EPR spectrum at room temperature as isolated lines with $g_{\text{eff}} = 2,004$ and 2,007 respectively. Relative integral intensity of the Al-center was fixed by the broad line, owing to essentially lower intensity of the system narrow lines.

A possibility of correlation of intensities of Al-center associated with alkalis and the hole center of O^- type, reflecting hydrogen entrance in the quartz defects is discussed. The new methodological approaches dealing with the relative quantitative determination of intensities of these centers are discussed as well as the results of genetic investigations of the vein quartz (hydrothermal) and those from pegmatites and the host rocks (granites).

CHAIN PERIODICITY FAULTS IN PYROXENOIDS

H. Simons, M. Czank, F. Liebau, F. Seifert, Kiel, FRG

Chain periodicity faults (CPFs) (Czank & Liebau, *Phys. Chem. Minerals* **6**, 85-93, 1980) are commonly observed in terrestrial, lunar and synthetic pyroxenoids. The dependence of their occurrence on pressure, temperature and chemical composition and the kinetics of the process of formation and disappearance has been studied on synthetic pyroxenoids of compositions FeSiO_3 and MnSiO_3 by high resolution transmission electron microscopy, and led to the following results.

The majority of ferrosilite III crystals, $\text{Fe}_9[\text{Si}_9\text{O}_{27}]$, synthesized at 2 GPa/1250 °C in a 1 h run, contained a large number of CPFs of the type $\Delta p = -2$ and $\Delta p \geq +2$ (Δp = difference in the number of tetrahedra in the correct unit and in the fault unit of the chain). After annealing such crystals for 7 h at 2 GPa/1250 °C the overall concentration of CPFs had decreased and those left were of the type $\Delta p = \pm 2$ with $\Delta p = +2$ dominating. After 70 h annealing time CPFs were almost absent. In contrast rhodonite crystals, $\text{Mn}_5[\text{Si}_5\text{O}_{15}]$, synthesized at 1 atm and $T > 1000$ °C, had almost no CPFs, even after short reaction times (3 h at 1200 °C). From these observations the following conclusions are drawn: The formation of a stable pyroxenoid polymorph may take place via metastable states of pyroxenoids containing CPFs of the type $|\Delta p| \geq 2$. The shorter the reaction time the higher the concentration of CPFs. However, the chance to observe CPFs increases in approaching the pressure and temperature conditions for a pyroxenoid phase transformation. CPFs which formed metastably in one - component systems during crystal growth will disappear at high temperatures in very short times compared with the geological time scale.

ON THE NATURE OF CALCITE COLORATION

S. Stoynov, M. Tokmakchieva, Sofia, Bulgaria

Properties of blue and yellow-brown calcite samples taken from some deposits containing uranium mineralization have been studied. Parallel investigations of transparent and white calcite from the same deposits have been made too. The present work aims at clarifying the nature of calcite coloration.

A number of analyses have been carried out, such as: chemical, spectral, X-Ray, thermoluminescence etc. When coloured calcite crystals are subjected to heating, they lose their colour, which recovers after irradiation by γ -rays. The special investigations (ARF and track analysis) showed presence of uranium, and thorium, and the neutron-activation analysis - significant content of a number of rare earths elements. Electron-magnetic resonance revealed the presence of ion-radicals SO_3^- and CO_2^- , considered as main coloration centers.

As it is known, there is relationship between thermoluminescence and minerals coloration. Giving the most differentiated results, thermoluminescence proved to be the best method among the rest ones, used at the present studies. At the same time, the results show that the coloration does not depend on mechanical impurities. It is determined by the pointed colour centers, activated by radioactive elements.

NEUTRON DIFFRACTION STUDIES OF STAUROLITE

T. Tagai, Tokyo (Japan), W. Joswig, Frankfurt am Main (FRG)
and S. Kakitani, Hiroshima (Japan)

A neutron diffraction study was carried out to investigate the statistical distributions of cations in staurolite. The neutron diffraction is useful for the determination of proton and the distributions of some cations, which have similar scattering factors on X-ray diffraction (e.g. Si/Al, Al/Mg, Fe/Mn). 1363 inequivalent reflections were collected at 100K on a four-circle diffractometer (Kernforschungszentrum, Karlsruhe). After several cycles the least squares calculation (LSQ) the structure converged to an R-factor of 4.5% (including unobserved reflections). The locations of hydrogen, determined by Fourier-synthesis and LSQ, were essentially same with those of Takeuchi et al. (1972). They are nearly in the face of octahedra of Al(3A) and Al(3B) (notation by Smith, 1968). About 3.5 protons are statistically distributed over 8 positions per unit cell (two sets of four-fold sites) but the occupancies of protons in these two sets of sites are considerably different;

P(1A) $x=0.130(4)$ $y=0.0$ $z=0.070(4)$ $PP=0.38(3)$ and

P(1B) $x=0.128(4)$ $y=0.0$ $z=0.448(5)$ $PP=0.48(4)$.

The population parameters of Al(3A) and Al(3B) are strongly correlated with those of P(1A) and P(1B) respectively, i.e.

$PP_{Al(3A)}=0.69$ and $PP_{Al(3B)}=0.57$.

ELECTRONIC STRUCTURES OF SULFIDE MINERALS -
THEORY AND EXPERIMENT

D.J. Vaughan, Birmingham, United Kingdom

The sulfide minerals exhibit a rich diversity in structural chemistry and in electrical, magnetic and other physical properties. Models based on molecular orbital theory and incorporating some elements of band theory can be developed to describe the diverse valence electron behavior in these minerals. Qualitative models can be proposed on the basis of observed properties and the models can be tested and refined using experimental data from X-ray emission and X-ray photoelectron spectroscopy, and quantum mechanical calculations performed on cluster units which form the basic building blocks of the crystals.

Such models are being developed for major sulfide mineral groups including the pyrite-type disulfides, thiospinels, and sulfides with the sphalerite structure. They lead to a clearer understanding of the physical properties, solid solution ranges and thermodynamic stabilities of sulfides, and should enable as yet unmeasured properties to be predicted.

X-RAY QUANTITATIVE MINERALOGICAL ANALYSIS USING
THE COMPUTER

ed. Weiss, J. Krajiček, Ostrava, CSSR

A system of programs composed of six program-blocks was written for X-ray quantitative phase analysis. First of them /the program KVAN/ serves for the determination of c_j concentrations of the individual components /j-1,2,...,k/ of the mixture using least-square procedure. Input data for this procedure are: measured values of intensities $x_1, x_2 \dots x_n$ of diffraction lines of the sample analyzed and calculated values of intensities $Y_{j1}, Y_{j2} \dots Y_{jn}$ of the diffraction lines of its individual components. The following programs /called DIFK and DIFP/ calculate X-ray diffraction patterns /standard patterns/, i.e. determine Y_{ji} integral intensities and the position of diffraction lines. These programs generated a library of standard diffraction patterns, too. Modelling of the diffraction patterns makes it possible to solve problems related to polytypism, variability of chemical composition, effect of grain size, preferred orientation and overlapping peaks. The rest of programs serves for preparing input data, for data transfer and job control. Using this system of programs called XQPA, contents of minerals in a number of artificial mixtures of kaolinite, mica, quartz; siderite, quartz; kaolinite, dolomite; quartz, kaolinite, calcite; calcite, dolomite, siderite; chlorite, mica, kaolinite; quartz, siderite, mica, chlorite, calcite were determined.

The agreement of calculated and real concentrations of minerals was good if a correction for preferred orientation was included into the calculation of standard diffraction patterns.

STUDIES ON THE LATTICE DISTORTION AND SUBSTRUCTURES
OF SHOCK LAMELLAE IN NATURALLY SHOCKED QUARTZES

X. Xiande (China), C.T. Chao (USA)

One unshocked and 9 naturally shocked single quartz crystal grains with 1-6 sets of shock lamellae from the Ries, West Germany, and the Lake Lappajärvi, Finland, covering a range from unshocked quartz with $n_o = 1.544$ to nearly completely glassy quartz with $n_o = 1.461$ have been used for X-ray precession and Laue investigations. Four of the shocked grains have preliminarily been studied under a transmission electron microscope.

It is found that quartz having n_o smaller than 1.539 shows intensive anisotropic cell expansion and lattice disordering which gradually increase as n_o decreases. Shock pressure for each of the grains has been quantitatively evaluated on the basis of cell expansion data for experimentally shocked quartz (Schneider & Hornemann, 1976) and the refractive index-shock pressure relationship (Stöffler, 1974). Residual temperature are estimated by thermal expansion (Skinner, 1966).

Shock induced lattice distortion of quartz is clearly shown on both precession and Laue photographs. It has also been revealed by the precession photographs that when the shock pressure reaches higher than 100kb all the quartz grains show Dauphine twinning.

On the basis of transmission electron microscopic investigations of 4 single crystal grains of shocked quartz differing in refractive index, three kinds of substructures of shock lamellae have been established.

On the basis of above stated investigations, a model of progressive deformation in single quartz crystals under shock has been given as following: Unshocked single crystal
100-150kb → slightly distorted single crystal with lamellae having closely spaced dislocations - 200kb → strongly distorted single crystal with lamellae of randomly oriented fine grains of quartz - 230-315kb → residual blocks of slightly distorted single crystal with lamellae of silica glass - 365kb → silica glass.

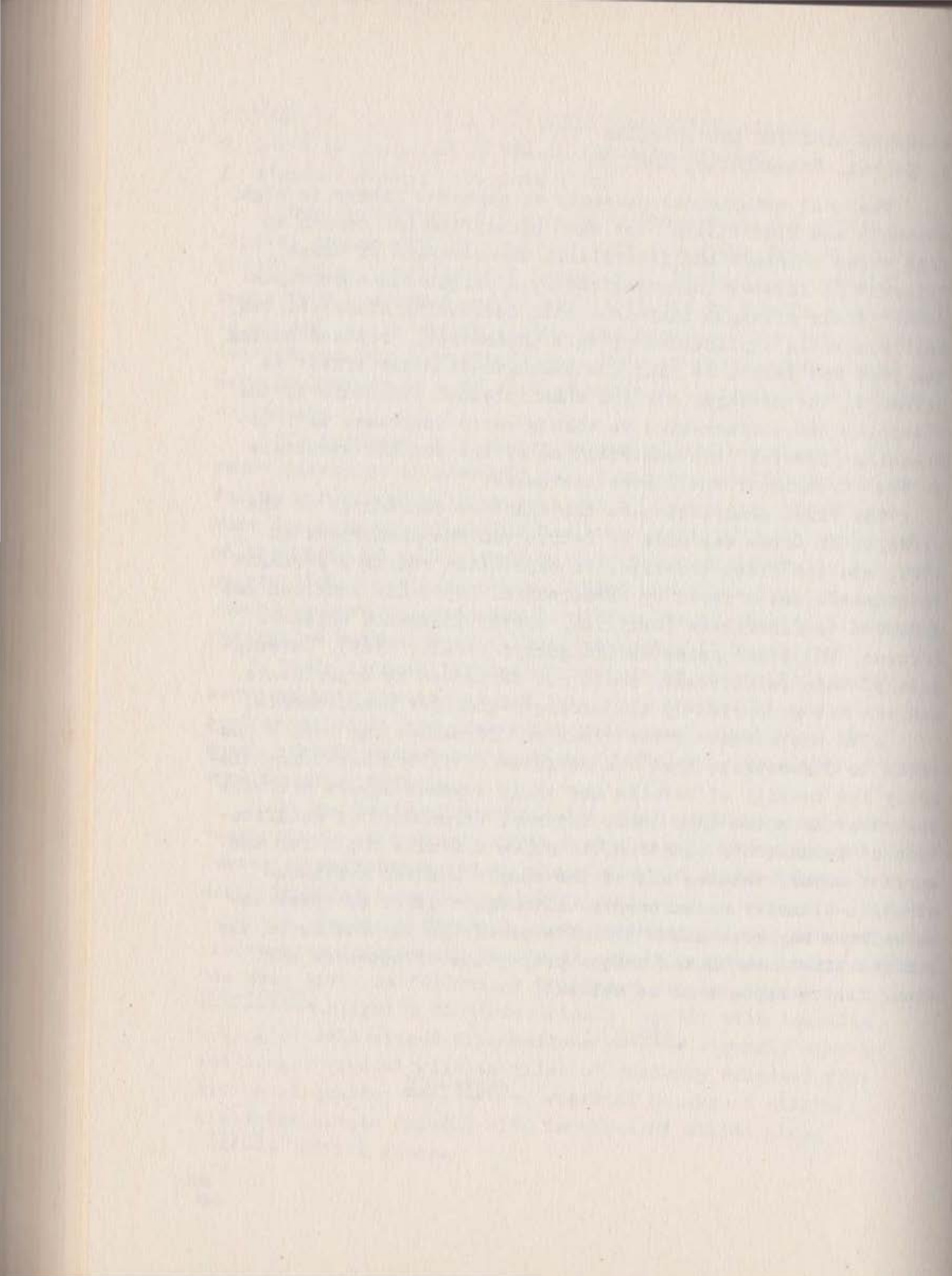
ASBESTOS STRENGTH AND SURFACES

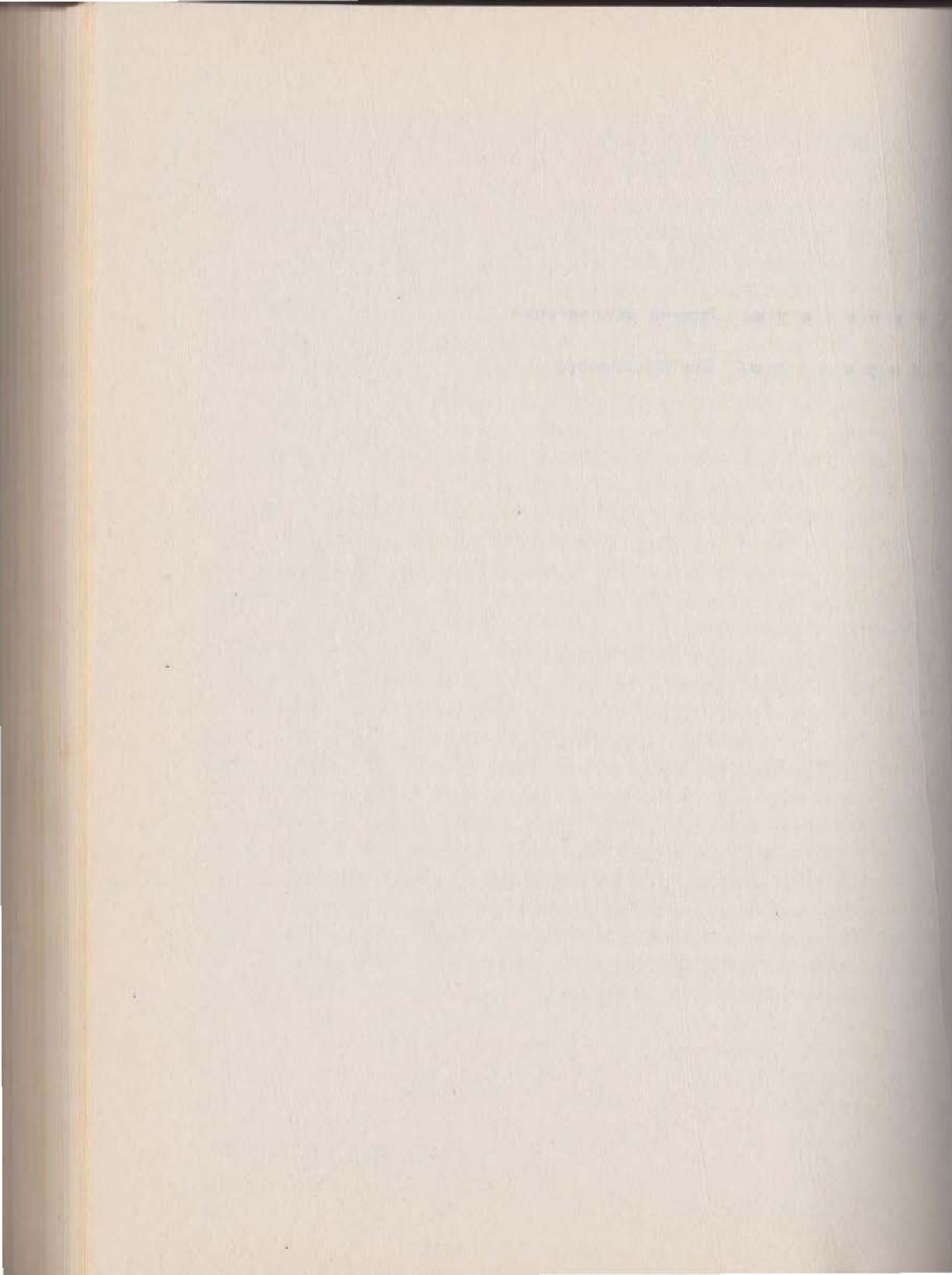
T. Zoltai, Minneapolis, USA

The most conspicuous property of asbestos fibers is high strength and flexibility. The same properties are common to fine wires whiskers and fiberglass. The strength of these "fibers" is further characterized by a unique diameter dependence: their strength increases with decreasing diameter. The most plausible explanation of this phenomenon, proposed during the last 250 years, is that the strength-diameter effect is caused by the stronger surface than internal structure of the fibers. As the surface-area to volume ratio increases with decreasing diameter, the contribution of the surface structure to the strength of the fibers increases.

The first observation on the diameter dependence of the strength of wires was made by Petrus van Musschenbroeck in 1729, and the first quantitative expression relating strength to diameter was offered by Karmarsch in 1859. His equation was extended to fiberglass (Griffith, 1921), inorganic whiskers (Crowan, 1933) and asbestos (Nadgornyi et al., 1965). Unfortunately, this relationship could not be proven by experiments and was not supported by all strength-diameter measurements.

With the advent of the electron microscope, it became possible to demonstrate that the surfaces of fibers have exceptionally low density of defects and their surface layers are more resistant to acids than their internal structures. A modification of Karmarsch's equation, to allow a finite depth for the surface layer, matches all of the couple hundred available strength-diameter measurements. Although neither of these observations may constitute definite proof the importance of the surface structure in the unique properties of asbestos and other fibers appears to be evident.





ПРОБЛЕМЫ АТТЕСТАЦИИ ЭТАЛОНОВ ОТРАЖЕНИЯ В РУДНОЙ МИКРОСКОПИИ

Л.Н. Вьяльсов, Москва, СССР

В настоящее время спектры отражения подавляющего большинства рудных минералов исследованы лишь в видимом диапазоне длин волн. Расширение спектрального диапазона резко повышает объем получаемой информации, которая может быть использована как для решения прикладных задач рудной микроскопии, так и для познания или уточнения особенностей энергетической зонной структуры.

Создание микроспектрофотометров для исследования оптических свойств минералов в области $0,25 \rightarrow 7$ мк не представляет принципиальных затруднений, учитывая возможности современного оптического приборостроения. Усовершенствование техники отбора микропроб рудных минералов из шлифов позволяет исследовать спектры поглощения и в более длинноволновой инфракрасной области.

Однако для проведения локальных измерений отражения в широкой спектральной области требуется соответствующий комплект эталонов отражения, а следовательно, необходимы и приборы для их аттестации и периодической проверки.

Выбор материалов для изготовления низкоотражающих эталонов ($R \leq 20\%$) достаточно широк. Аттестация таких эталонов заключается в измерении показателя преломления с помощью спектрогониометра и последующему расчету значений R по формуле Френеля. В качестве одного из основных низкоотражающих эталонов предлагается использовать флюат /область прозрачности $0,26 \rightarrow 7$ мк/.

Аттестация эталонов отражения в диапазоне значений $R \approx 30 \rightarrow 70\%$ наиболее эффективна и точна при использовании зеркально-симметричной оптической схемы приборов.

Для аттестации высокоотражающих эталонов ($R > 70\%$) наиболее пригодны приборы, использующие метод двойного отражения, т.е. измеряется величина R^2 .

Проведение измерений R в иммерсии сопряжено с большими трудностями, поэтому проще получать расчетные значения $R_{\text{им}}$ для эталонов, определяя их основные оптические параметры n , k и R с помощью комплекса методов, включающих и эллипсометрические.

THE SPECTRAL REFLECTANCE OF MILLERITE (β -NiS)

A. Beran, Wien, Austria

The reflectance of millerite needles cut and polished parallel to 001 has been investigated in air and in oil immersion. Measurements in the 400-440 nm region reveal distinct differences from published values which suggest a continuous decrease of R with decreasing λ . In particular, there are reflectance minima at 430 nm in air, and, for R_e , also in oil. Calculation of refractive indices and absorption constants (K) shows that, for millerite, $n_o > n_e$ throughout the visible part of the spectrum. Above 450 nm, the absorption constant shows higher values parallel to [00.1], although the smallest Ni-Ni distance occur vertical to [00.1].

COMPUTER-SUPPORTED ORE MINERAL IDENTIFICATION

H. J. Bernhardt, Hamburg, FRG

An information and identification system for ore minerals is presented. This system has access to quantitative data (spectral reflectivity, colour values, Vickers microhardness) as well as to qualitative properties (e.g. colour, shape, twinning, anisotropy, etc.). In a step-wise procedure, a list of possible minerals and the degree of possibility is worked out. The system can be run on mini-computers equipped with a disk and FORTRAN IV language.

THE OPAQUE MINERALS FROM LÅNGBAN (BERGSLAGEN, SWEDEN)
E.A.J. Burke, Amsterdam, Netherlands

The species diversity in the Långban deposit, which is so well-known for the transparent minerals, is also found among the opaque minerals. About sixty such minerals (elements, compounds, sulphides and related minerals, oxides) have been found up till now; marcasite, cubanite, aikinite, β -domeykite, koutekite, tetrahedrite, rammelsbergite and goethite are minerals new for Långban. Five more elements (In, Te, Ni, Co, Se) have been added to the list of more than 30 elements which are present in major quantities in at least one mineral species. The observed sulphide associations are explained by a progressively decreasing sulphur activity and reducing conditions, a trend generally observed in western Bergslagen. The exsolution intergrowths between different minerals show that the remobilization of sulphide-rich materials took place at relatively high temperatures.

The occurrence of trace minerals of In and Te supports the alleged volcanogenic origin of the Långban deposit.

MINERALOGY AND RECOVERY OF PLATINUM-GROUP ELEMENTS
FROM Cu-Ni SULPHIDE ORES

L.J. Cabri, J.H. Gilles Laflamme, Ottawa, Canada

The Cu-Ni sulphide deposits, discovered in 1883 in the Sudbury area (Ontario, Canada), have been important producers of by-product platinum-group elements (PGE). Only three platinum-group minerals (PGM) were known till about 1974 (sperrylite, michenerite, froodite) and recoveries of the PGE have been poor relative to the major metals. Detailed mineralogical studies, published in 1976, revealed a total of 13 PGM as well as PGE solid solution in arsenides and sulpharsenides. By 1981, a total of 15 PGM were known and sufficient information on mill products permitted metal balance calculations directed towards improving PGE recoveries. Research on mill products has continued with discovery of three more PGM, for a total of 18, and metal balance calculations will attempt to demonstrate areas where recoveries may be improved.

MICROHARDNESS AND ARSENIC CONTENT OF PYRITE

Fr. Čermák, B. Fojt, Z. Kotrba, J. Zeman, Brno, ČSSR

A systematic examination of the physical properties of pyrites from the Nová Ves deposit (Jeseniky, Czechoslovakia) revealed two kinds of the microhardness related to zoning: not recrystallized pyrites have highest values in the central parts of zones (~ 1400 VHN), while their edges are softer (~ 950 VHN); recrystallized and partially redeposited pyrites are irregularly zoned with 1220 to 1700 VHN. The detailed pattern of zoning is considerably more complicated in detail.

Chemical compositions were determined by spectral analysis and X-ray microanalysis; the relative highest contents of As are up to 1.3% in recrystallized pyrites only. Contents of Co, Ni and Ag are very low (below 500 ppm), only Cu reaches values of up to 0.2%. A comparison of microhardness (VHN) of the recrystallized pyrites and contents of As makes it possible to derive a negative correlation which reads

$$H = 1651 - 334 \text{ As},$$

where H is the microhardness of pyrites in VHN and As is the content of As in pyrites in %.

VISIBLE REFLECTANCE SPECTRA OF SYNTHETIC PYRRARGYRITES AS A
FUNCTION OF TEMPERATURE AND SULPHUR FUGACITY: APPLICATION
TO NATURAL PYRRARGYRITES.

B.D. Cervelle, Paris, C. Maurel, Orleans, M. Pinet, Paris,
France

Syntheses of pyrargyrites Ag_3SbS_3 have been made under different conditions of sulphur fugacity and crystallization temperature. Specular reflectance spectra (400-800 nm) have been carried out on polished sections and have been translated into terms of chromaticity coordinates. This study indicates that optical properties, in particular the dominant wavelength λ_d , are primarily controlled by crystallization temperature rather than by sulphur fugacity in the synthetic system.

An application of the correlation $\lambda_d = f(T^{\circ}C)$ (confidence coefficient 99%), in natural pyrargyrites of various origins and without chemical substitutions, allows their classification as a function of their genetic origin.

QUANTITATIVE BASES OF VISUAL ORE MICROSCOPY

T.N. Chvileva, M.S. Bezsmertnaya, Moscow, USSR

1. This report is a further development of statement made by the authors at the XI IMA Congress in 1978 at Novosibirsk. The main volume of mineralogical studies of ores is always attributed to visual observation in reflected light. At present technical level the visual microscopy categories may be and must be expressed in strict quantitative form.

2. The authors have made the colour table of the main diagnostic properties of ore minerals in reflected light which are used in visual microscopy. The minerals of the table are systematized in sequence of decreasing values of visual $Y(\max)$ obtained at colour calculation. The quantitative characteristics of the main optical properties: reflection (the whole curve is presented), bireflection and colour are obtained by the authors from results of microreflectometric measurements. The table includes 300 mineral species (predominantly native elements, intermetal compounds, sulphides, selenides, tellurides and sulphosalts) and represents compact visual determinative tables.

3. The authors propose to use not $\lambda = 589 \text{ nm}$ or $\lambda = 546 \text{ nm}$, as it was accepted, but $\lambda = 554 \text{ nm}$ for quantitative characterization of the main optical properties observed in white light visually, because the human eye is the most sensible for radiation with the wave length of 554 nm.

4. The colour characteristics of 250 minerals are calculated in the system of B , λ and p . The colour charts are drawn relatively to A and C sources of white light.

ORE MICROSCOPIC STUDIES USING THE GENERAL IMAGE
PROCESSING SYSTEM (GIPSY)

J.R. Craig, R.M. Haralick, R.H. Yoon, T.Ch. Pong,
Woo-Zin Choi, Blacksburg, U.S.A.

The General Image Processing System (GIPSY), an interactive software package operating on a VAX 11/780 computer, is being used in the microscopic analysis of ore minerals and ore textures. Images of ore minerals from 35 mm film or from a microscope mounted television camera are digitized in an array of pixels (100 x 100 to 5000 x 5000). Analysis may be carried out on a pixel-by-pixel basis or on the basis of a segmented image in which regions of similar characteristics are classified into individual mineral grains. Identification of different minerals is based upon relative values of quantitative reflectance measured in white light or at any preselected wavelength which allows for adequate distinction between minerals. GIPSY permits the quantitative measurement of many parameters including aerial distribution, size distribution, shape analysis, azimuthal determination, and mineral occurrence. Examination of beneficiation products permits measurement of the degree of liberation of ore minerals from gangue minerals. Sequential images of polished sections as they are cut and polished at several levels allows the generation of three dimensional views of the ore mineral textures.

COMPOSITIONAL SIGNATURES IN SOME APPALACHIAN
GOLD OCCURRENCES

J.R. Craig, T.W. Solberg, Blacksburg, U.S.A.

The gold fields of the central Appalachians were the first known precious metal deposits in North America and served as the continent's primary source of gold in the first half of the 19th century. Gold occurs in hydrothermal quartz veins, siliceous sinter deposits, in stratabound massive sulfide ores, and in placer deposits. High precision electron microprobe analysis has revealed discrete compositional fineness "signatures" for various localities. These signatures and copper content, provide a means of identifying original sources for placer gold and may prove useful in distinguishing genetically different types of deposits from one another. The fineness ranges from approximately 550 to nearly 1000; copper substitution is permissive as fineness increases. Thus copper contents are nearly always less than 0.10 weight percent if fineness is below 800, but copper contents may rise to 4-5 weight percent if fineness exceeds 900. Significant levels of copper contamination may occur in the surface layers of polished gold if copper minerals are also present in the sample; hence surface etching is necessary to insure that contamination is avoided. Mercury is commonly present in very minor quantities, but localized concentrations found on placer gold particles appear to have resulted from mercury losses at former amalgamation operations. One to ten micron thick gold-enriched rims are occasionally found on placer particles. This enrichment, which apparently results from preferential removal of silver by stream waters, may be promoted by the presence of mercury.

THE MICROSCOPIC STUDY OF GROWTH FEATURES IN APPALACHIAN ZINC DEPOSITS

J.R. Craig, T.W. Solberg (Blacksburg, U.S.A.),

D.J. Vaughan (Birmingham, United Kingdom)

Carbonate hosted (Mississippi Valley-Type) zinc deposits occur in the Cambrian and Ordovician beds of the central portion of the Appalachian Valley and Ridge Province. Sphalerite mineralization occurs primarily as crustiform coatings on, and as interstitial fillings in, collapse breccias which have formed as a result of limestone solution. Pyrite is nearly always present; galena, marcasite, and chalcopyrite are local and generally very minor. The sphalerites appear homogeneous when studied in polished sections using conventional reflected light microscopic techniques, but examination of polished slabs and doubly polished thin sections reveals that micron-to centimeter-sized growth features are commonly present. Growth banding may be expressed in sharply bounded or diffuse zones which are defined by color, grain size, and/or solid and liquid inclusions. Sphalerite colors - black to red to yellow - generally do not correspond with the iron (which ranges from 0 to about 4.5 weight percent) or cadmium (0 to 0.5 weight percent) contents. The darkest zones often contain disseminated hydrocarbon, pyrite and chalcopyrite inclusions. Individual growth bands or sequences of bands may often be recognized over considerable distances and thus provide a means of stratigraphic correlation within the ores and of tracing the routes of flow of the transporting fluids.

CHEMISTRY OF CHROMITES IN L- AND LL-CHONDRITIC METEORITES
A. El Goresy, Heidelberg, FRG

Bunch et al. (1967) report that correlation between chromite composition and classification of equilibrated chondrites becomes evident if major oxide contents are compared to the iron oxide content of coexisting olivine. During our detailed study of the new chondrite Usti nad Orlici (L6), it became evident that the cation relationships of chromite is a function of both TiO_2 -content and the concentration of Fe^{3+} of the chromite (Bukovanska et al., 1981). In order to quantify the influence of these two factors on the equilibration of chromite with the coexisting silicates, a detailed study of L- and LL-chondrites was initiated. Numerous chromites in the chondrites Aumale (L6), Arriba (L5), Benton (LL6), Chandakapur (L5), Chateau Renard (L6), and Ensisheim (LL6) were studied with electron microprobe.

Three important features, not observed before, emerge from the present investigations:

1. Al/Cr ratios do not indicate an Al/Cr substitutional relationship. This feature is different from the behaviour of chromites in igneous rocks, lunar or terrestrial.
2. Ti^{4+} and Fe^{3+} display an inverse substitutional relationship. The data points plot in a quadrilateral with a negative slope with high average Fe^{3+} in low Ti-chromites and low average Fe^{3+} in high Ti-chromites.
3. The Fe^{2+}/Mg^{2+} substitutional relationship is likewise Fe^{3+} a function of TiO_2 -content of the chromite. The substitutional relationship for TiO_2 -poor chromites displays a steeper slope than for the TiO_2 -rich chromites. This is exactly the inverse relationship compared to lunar spinels. Our data indicate that chromites with various TiO_2 -contents in the same meteorite equilibrate differently with the coexisting olivine. Degree of equilibration of every chromite will depend on 1) TiO_2 -content, 2) Fe^{2+}/Mg^{2+} of the individual chromite, and 3) on oxygen fugacity during equilibration.

TOWARDS IMPROVED REFLECTANCE MEASUREMENTS WITH THE
MICROSCOPE PHOTOMETER

P.C. Embrey, A.J. Criddle (London, England),
H. Piller (Oberkochen, Germany), R. Caye (Orléans, France)

Ore microscopists have observed that the measured reflectances of the same mineral may differ when they are made with objectives of different magnifying power.

Experimental and theoretical studies have been made of the effect of progressively increasing the departure from normal incidence of the illumination, using objectives of rising numerical aperture. The contributions of R_s and R_p components to the intensity of the reflected conical beam have been computed by numerical integration, for both plane glass and prism illuminators.

Results for various combinations of aperture, reflectance standard, and test surface are reported, and suggestions are made for optimising measurement procedures.

MICROSCOPY APPLIED TO BENEFICIATION OF ALJUSTREL ORES

O. Gaspar, S. Mamede de Infesta, Portugal

Aljustrel (southern Portugal) is one of the large volcanic sedimentary massive sulphide deposits in the Iberian Pyrite Belt. Traditionally the pyritic ores containing over 44 % S and less than 5 % total Cu, Pb and Zn are regarded as sulphur ores.

Research programs aimed at the complete utilisation of the ores have been carried out in the last few years. Ore microscopy has been used interpreting the ore-dressing problems concerning the recovery of base metals. Special attention has been paid to the textural and structural properties of the ores in order to determine the liberation value of the valuable minerals.

UNUSUAL ORE MINERAL ASSEMBLAGE FROM THE IZOK LAKE
DEPOSIT NORTHWEST TERRITORIES, CANADA

H.C. Harris, Ottawa, Canada

The Izok Lake massive zinc-copper-lead sulphide deposit is located about 215 miles northeast of Yellowknife in the District of Mackenzie, in the Northwest Territories, Canada. It occurs in Archean metavolcanic rocks of the Slave structural province of the Canadian Shield. Field and petrographic studies of the deposit have indicated it is a stratabound volcanogenic massive sulphide deposit, metamorphosed to amphibolite facies. The ore body differs from other similar deposits in the Archean rocks of the Canadian Shield in that it has an abnormally high average Zn content, a higher than average Cu, Pb and Ag content. The major ore minerals are sphalerite, chalcopyrite, pyrite, pyrrhotite and magnetite with minor to trace tetrahedrite, pyrargyrite, gudmundite, two unidentified sulphosalts, megninite, bournonite, boulangerite, cosalite, nuffieldite, stannite, acanthite, sternbergite, native silver, native bismuth, electrum and dyscrasite. The principal mineral sources are chalcopyrite, galena, tetrahedrite and electrum.

Microprobe analyses of chalcopyrite indicate that it contains 500 ppm silver, the galena contains up to 1.7 wt. per cent Ag and 3.3 wt. per cent Bi and the tetrahedrite contains up to 31 wt. per cent Ag.

CONCERNING THE SYSTEMATIZATION OF INTERMETAL CLASS MINERALS
O.E. Joushko-Zakharova, L.N. Soboleva, D.K. Scherbachev,
R.D. Koulitchikhina, Moscow, USSR

Basing on study of the composition and properties of a great number of natural and artificial combinations, we consider the possibilities of more rational systematization of intermetal class minerals. The basis of systematization is the type of bond in the mineral, which is estimated by its conductivity degree. This property, which stand in one row with such properties as resistivity, thermoelectric power, Hall's constant etc., can be estimated by means of optic constants: dispersion of reflection coefficient, index of refraction and absorption and also by the value of dielectric penetrability.

According to the mentioned studies of these properties, we suggest to attribute to the intermetal class combinations of the next metals Pd, Pt, Fe, Cu, Pb, Sn, Hg with each other from A_3B to A_2B_3 and combinations of these metals with semimetals: As, Sb, Bi, Te from A_3X to AX_2 . The compounds of the composition from A_3X to AX_2 are attributed to the intermetals, when X component is represented by bismuth (and partially isomorphous tellurium) and antimony, whereas the compounds of the composition from A_3X only to AX do when X component is represented by arsenic characterised by the less expressed metallic properties.

The maximum number of intermetallic compounds is typical for Pt and Pd. The more diverse and complicated chemical compounds are due to the intermetals of Pd, which form, mainly three and more component compounds. Intermetals of Pt, Bi, Te are predominantly three and two component minerals. Intermetals of Hg, Sb and As, as a rule, possess the two component composition.

OURAYITE FROM IVIGTUT, GREENLAND: EXSOLUTION PHENOMENA AND POSITION IN THE SULPHOSALT SEQUENCE

S. Karup-Møller, Lyngby and E. Makovicky, Copenhagen, Denmark

The highest known lillianite homologue, ourayite (N=11), was found in the sulphosalt material from the cryolite deposit at Ivigtut, S. Greenland. It occurs in the topaz-fluorite rock together with berryite, aikinite, galena, pyrite and chalcopyrite. The platy to acicular crystals contain very fine lenticular bodies of an exsolution product, too fine for an independent microprobe analysis. Microprobe data suggest that the matrix represents ourayite with 69.6 at % of the Ag-Bi substituted end member, the exsolved lamellae are Pb-rich (ourayite with less than 64.7 at % of the Ag-Bi end member) and the bulk composition before exsolution was close to ourayite (68.5). Single-crystal x-ray photographs show that the principal phase is orthorhombic, Bbmm (Bb2₁m) with a 13.49Å, b 44.17Å and c 4.05Å, whereas the minor phase, also orthorhombic, has a primitive unit cell, Pbnm or Pbn2₁, which has a significantly shorter a axis (13.15Å) and the b and c axes identical to those above. It is the first exsolution of this kind described for the lillianite homologous series, otherwise being typical for the andorite series.

Gustavite (74.9), vikingite (70.2), eskimoite (69.6) and ourayite (68.5) display approximately the same (Ag+Bi)/Pb ratio. They occur separately but in similar, late and finegrained sulphosalt-galena associations. Thus, they suggest that an interesting geochemical development was taking place in the late formation stages of the Ivigtut cryolite deposit.

THE FORMATION OF PYRRHOTITE-PENTLANDITE INTERGROWTHS:
A MECHANISTIC APPROACH TO ORE TEXTURES

D.P. Kelly, D.J. Vaughan, Birmingham, United Kingdom

The study of phase equilibria in ore mineral systems has considerably clarified the interpretation of ore textures. However, this approach has severe limitations because phase equilibrium studies provide an incomplete picture of mineral behaviour, characterizing only the final equilibrium state. In natural systems, the mechanisms and rates of reactions will have an important control over the textures produced. These factors are being investigated in a study of part of the Fe-Ni-S system particularly relevant to massive nickel-iron sulphide orebodies. The kinetics and mechanisms of pentlandite $(\text{Ni,Fe})_9\text{S}_8$ exsolution from the monosulphide solid solution $(\text{mss}, (\text{Fe,Ni})_{1-x}\text{S})$ are being studied by synthesis and annealing experiments, together with an examination of the compositions and textures of natural pyrrhotite-pentlandite intergrowths from a variety of ore deposits. Initial results from isothermal runs at 400°C suggest heterogeneous nucleation of pentlandite at defects in the mss matrix, in particular grain boundaries, to be the most favourable mechanism. Textures produced include pentlandite "rims" along mss grain boundaries, orientated bladed lamellae and lobate blebs penetrating from grain boundaries and finer, bladed, lamellae orientated en echelon along small fractures. Reaction rates are dependant upon the metal : sulfur and Fe/Ni ratios of the original mss composition. Homogeneous nucleation producing orientated pentlandite lamellae within mss grains requires longer times and/or higher metal:sulfur ratio. Interpretation of the intergrowths produced by cooling in the natural ores will be discussed by relating the controlling factors for their synthetic analogs to a simplified time-temperature transformation model for the natural ores.

EXAMINATION OF REFLECTANCE SPECTRA OF OPAQUE MINERALS
BY MATHEMATICAL PROCESSING

V. Kovachev, S. Straschimirov, B. Rangelov,
I. Pavlov, Sofia, Bulgaria

The necessity of introducing mathematically correct criteria for assessment of reflectance spectra calls for improving the methods for interpretation of data obtained by choosing proper computer processing methods. This approach facilitates the usage of reflectivity for mineral determination and clarifies the connection between some optical properties, the chemical composition and the mineral structure.

Symmetry, relativity and transitivity of reflectance curves were used as proper criteria for their comparison. The mode of influence of trace elements as well as the polishing of the samples and the spectral sensibility of used photomultipliers on the shape of the curves of some opaque minerals have been determined. Conclusions for the necessity of using limited conditions for the length of the wave interval measured, for normalisation of the experimental data and larger probation of different computer programmes have been drawn. It is shown that the mathematical processing facilitates the determination of isotropic minerals on the basis of comparison between the analytical form of the dispersive curve of an unknown mineral and mineral standard. Some peculiar features concerning the mathematical processing of anisotropic minerals are also mentioned.

NEW METHOD ELABORATIONS IN THE SPHERE OF MINERAL
MICROHARDNESS

S.I. Lebedeva, Moscow, USSR

Investigation of the elastic-plastic parameters of the minerals is a new branch in the study of physical-mechanical properties of the minerals with the help of instruments developed on the basis of microhardness device. In methodic concern this is obtaining and interpretation of diagrams reflecting kinematics of microdeformations which take place in the mineral during the process of pressing, retaining and unloading of indenter. The kinematics diagram drawn in the coordinates "loading - depth of sinking" represents peculiar loop of elastic-plastic hysteresis whose dimensions and configuration depend upon physical-mechanical properties of the minerals. The author and some other investigators have developed new methodic ways of calculation using strength characteristics diagrams on the basis of one micropressing. The first results have been reported by the author at the XI IMA Congress in 1978. At present elastic-plastic constants are obtained for 50 minerals from different classes of hardness (from 20 to 1400 kg/mm²) according to author's and bibliography data. They are divided into four types: I - elastic ($1 \geq K_{el.} > 0,75$), II - plastic-elastic ($0,75 \geq K_{el.} > 0,50$), III - elastic-plastic ($0,50 \geq K_{el.} > 0,25$), IV - plastic ($0,25 \geq K_{el.} \geq 0$) on the basis of elastic-plastic coefficient values.

The new constants are supposedly of great interest because they may be used not only for mineral diagnostic but also as technological characteristics.

APPLICATION OF THE RAMAN MICROPROBE TO THE STUDY
OF SYNTHETIC SPINELS AND NATURAL CHROMITES*

J.M. Malezieux, J. Barbillat, B. Cervelle,
J.P. Coutures, M. Couzi, B. Piriou, Villeneuve, France

A possibility of studying the Raman effect for minerals "in situ" is now offered by the Raman microprobe** which presents the two following characteristics:

- the ability to produce a punctual illumination: the size of the laser beam impact may be as narrow as 1 μm .
- a wide aperture optics permitting to catch the diffused light.

The spectra obtained from synthetic spinels belonging to the series $\text{MgCr}_2\text{O}_4 - \text{MgAl}_2\text{O}_4$ and $\text{FeCr}_2\text{O}_4 - \text{FeAl}_2\text{O}_4$ display noticeable shifts for some frequency bands and particularly a major shift of the high frequency band corresponding to the A_{1g} mode. This displacement is comprized between 690 cm^{-1} for the Cr end member and 770 cm^{-1} for the Al one. The difference in the excitation frequency for this band is exactly the same for members of both series displaying comparable Cr and Al contents. An identical phenomenon is shown by the spectra obtained from natural chromites of general formula $(\text{Mg,Fe})(\text{Al,Cr,Fe})_2\text{O}_4$. We have thus correlated the location of this high frequency band with the ratio $\text{Cr}_2\text{O}_3/(\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ of each member belonging to the synthetic spinels series and each natural chromite sample.

On the ground of the hypothesis that spinels belong to the $\text{Fd}3\text{m}(\text{O}_h^7)$ spatial group, the group theory predicts five Raman vibration modes: $A_{1g} + E_g + 3 F_{2g}$. Though these predictions are confirmed by experimentation on the MgAl_2O_4 spinel, this is not true for the other members of the $\text{MgAl}_2\text{O}_4 - \text{MgCr}_2\text{O}_4$ and $\text{FeAl}_2\text{O}_4 - \text{FeCr}_2\text{O}_4$ series as well as the natural chromites, the spectra of which show a number of bands greater than five.

The problem of assigning the bands to the diverse vibrations modes is solved for the A_{1g} mode and for two out of the 3 F_{2g} modes. The attribution of the remaining modes just as the explanation of the additional bands should be solved through

the examination of the synthetic series $\text{FeAl}_2\text{O}_4 - \text{MgAl}_2\text{O}_4$
and $\text{FeCr}_2\text{O}_4 - \text{MgCr}_2\text{O}_4$.

* This work was carried out during the C.N.R.S. A.T.P.
"Géochimie et Métallogénie" project: "Cristallogénie
des Chromites".

** Realized in the C.N.R.S. Laboratory of Dr Delhaye,
Lille 1 University

VARIATION OF REFLECTION, MICROHARDNESS AND PARAMETER OF UNIT CELL OF ALABANDITES ACCORDING TO THEIR CHEMICAL COMPOSITION
St. Mănkov, Sofia, Bulgaria

In Bulgaria alabandite is found in six lead-zinc hydrothermal deposits of Rhodope polymetal province (Rouen, Shapka, Zărni kamăk, Belevitsa, Metlikovo, Iurukovi kolibi) and in manganese sedimentary deposit Obrochishte, Varna district.

The quantitative X-ray microanalyses suggest that the alabandites of the Rhodope deposits are typical ferroalabandites, containing Fe^{2+} from 2,85% to 5,30%. The alabandites from Obrochishte are pure MnS and contain 0,10% Fe. The variations of the chemical composition along the line $\text{Mn}^{2+} - \text{Fe}^{2+}$ lead to changes of the reflection, microhardness and the parameter of the unit cell. The alabandites of Obrochishte have highest microhardness (264 kg/mm^2), lowest reflection factor and $a = 5,217 \text{ \AA}$. The Rhodope ferroalabandites have lower microhardness, higher reflection factor and a from 5,207 \AA to 5,272 \AA . In conclusion it is necessary to point out the following properties and parameters of alabandites which are their important features.

- steel-black colour typical for all alabandites of high-temperature hydrothermal deposits and grass-green colour for those of sedimentary type deposits which do not contain isomorphous Fe.

- high Fe content (up to 5,30%), minimum microhardness (154 kg/mm^2) and higher value of R, typical of ferroalabandites in high-temperature deposits; lack of Fe, high microhardness (264 kg/mm^2) and minimum reflection value, characteristic for typical sedimentary alabandites.

- presence of chalcopyrite lamellas and regular triangles in all ferroalabandites, resulting from disintegration of solid solutions. The pure alabandites are optically homogenous.

STRUCTURES AND TEXTURES OF ORES FROM ATASU DEPOSITS AND
THEIR ROLE IN INTERPRETING THE ORE GENESIS

N.M. Mitrjaeva, Alma-Ata, USSR

The stratiform deposits of lead, zinc, copper, and other metals are widespread in Kazakhstan. The ores of these deposits, as everywhere, bear the evidence of the syn- and epigenetic character as regards the host rocks. In spite of the fact that stratiform deposits and regions of their development for a long time have been the object of detailed geologic study, the problem of their nature remains unsolved, especially the problems of the genesis of the deposits and the ratio of the metallization of various types developed within the deposits. The regions where such ratios are distinctly recognised, are rare, but it is the study of them that makes it possible to reconstruct the mechanism of ore-formation and to reveal the nature of metallization. The deposits of the Atasu region in Kazakhstan known as the atasu-type deposits, are useful in this respect.

The atasu-type deposits are characterized by the combination of iron-manganese and barite-zinc-lead ores within the single ore fields. Ore formation was rather complicated and longterm here. Based on geological and mineralogical studies, this process is divided into the three successive stages: (1) hydrothermal-sedimentary, (2) hydrothermal-metasomatic, and (3) late hydrothermal, primarily, veined. The ores of different stages differ in composition and structure.

The deposition of the iron, manganese, zinc, and, to lesser extent, lead ores is associated with a hydrothermal-sedimentary stage including sedimentation, diagenesis and general metamorphism. The ores are characterized by bedded structures, and the trace of the consedimentary tectonic movements (sliding, brecciation, subsidence, ect.) are often observed. The primary ore textures are rarely preserved but by their relicts one can judge of predominant deposition of ore minerals in the form of gels.

Hydrothermal-metasomatic ores (sulfide lead-zinc ones with quartz and barite) have massive, banded (inherited), mot-

bled, and impregnated-streaky structures. Ore minerals form crystalline-granular aggregates, the structure of which suggest the successive deposition of sulfides from ore-forming solutions. The structures and textures formed during the epigenetic metallization in the contour of hydrothermal-sedimentary ores, are widespread.

The structural-textural analysis carried out made it possible not only to reveal the main peculiarities of the ore-deposition process at each stage but also to trace the transformation of the ores formed earlier under the influence of the new portions of hydrothermal solutions.

CRYSTAL-CHEMICAL PARAMETERS CONTROLLING THE REFLECTANCE
VALUES OF ORE MINERALS AND A PROPOSED SCHEME FOR THEIR
IDENTIFICATION

F.M. Nakhla, Cairo, Egypt

Reflectance values of ore minerals, either in white or monochromatic light, previously published by several authors, have been found to be mutually related with their chemical, crystal and structural parameters. Among the most important primary factors controlling reflectance values are the ionic radii of metallic cations, nature of anions, solid solutions, crystal structure and molecular volumes of ore minerals as well as the electronegativity of their dominant metallic constituents.

The increase in ionic radii of main cations is usually accompanied with an increase in reflectance values of the ore minerals. Nature of anions seems to have an important effect on intensity of reflectance. Solid solutions and ionic substitution may either have a slight or considerable effect on reflectance values of the stoichiometric minerals.

Nature of chemical bonding is a dominant factor in determining reflectance intensity of polished surfaces. Minerals possessing covalent and/or ionic bonds, associated with a strong tendency towards metalloid bonding, usually have high reflectance ranging from about 40 to 65 per cent. On the other hand, ore minerals characterized by ionic and/or covalent bonds, associated with weak metalloid bond, usually have low to medium reflectance values ranging from 10 to about 30 per cent.

On plotting reflectance data, in white light, of about 150 ore mineral species, against their molecular volumes it was revealed that ore minerals are segregated in three distinct zones, each of which has common physical, chemical, optical and crystal structure properties. Also, there is an intimate relationship between electronegativities of metallic elements and the reflectance values of their ore minerals. This relationship has been adopted for establishing a proposed scheme of ore mineral identification on the basis of their chemical composition, optical and reflectance characteristics.

SOME APPLICATIONS OF AUTOMATED ORE MINERAL IDENTIFICATION
BY PHOTOMETRIC METHODS

P. Simpson, J. Lambert, London, United Kingdom

Automated ore mineral identification techniques based on the NISOMI System are now routinely used in the Institute of Geological Sciences. Rapid mineral identification is possible with minimal intervention by the operator once the sample is loaded. The various options available are discussed. By these methods it is possible to obtain high quality optical identification criteria in a time scale & at an overall cost which would justify greater use of these methods in industry and research.

A SILVER-RICH FAHLORE - SPHALERITE - GALENA - BISMUTH
ASSOCIATION FROM KELANTAN, MALAYSIA

E.F. Stumpfl, Leoben, Austria and L.C. Gan, Kalgoorlie, Australia

Members of the fahlore group with silver contents varying from 7 to 61 % occur with sphalerite, galena, pyrargyrite, pyrite, cosalite, galenobismuthite and arsenopyrite in the stratabound Manson Lode sulphide deposit, North Kelantan, Malaysia. The orebody forms part of the volcano-sedimentary Paleozoic sequence of low metamorphic grade within the Central Belt of the Malay Peninsula. Microprobe analyses have revealed the presence of six major compositional groups defined by the predominance of Sb or As, and Ag contents of <20 wt%, 20-46 wt%, and >46 wt. %. Compositions vary within polished sections and are not related to the geometry of the deposit. The same applies to sphalerite, which carries 1-11 wt. % Fe, and galena with up to 5 wt. % Bi. Measurements of spectral reflectance of ZnS reveal a weak, but distinct relationship between Fe-contents and R. The compositional inhomogeneities observed in major opaque components of the deposit are interpreted as the results of deposition from submarine hydrothermal systems on the seafloor; later greenschist facies metamorphism was not sufficient to achieve equilibration of the mineral association.

EXSOLUTION TEXTURE OF CHALCOPYRITE AND WITTICHENITE IN BORNITE
AND SOLID SOLUTION FIELD OF BORNITE IN THE SYSTEM Cu-Fe-Bi-S
A. Sugaki, A. Kitakaze, K. Hayashi, Sendai, Japan

Chalcopyrite and wittichenite occasionally occur together as exsolution products in bornite. For instance, bornite from the Ohbari mine, Yamaguchi Prefecture, Japan has double lattice-formed lamellae of chalcopyrite and wittichenite orientated parallel to (100) and (111), and (332) or (322) of the host. Heating experiments reveal that these lamellae have formed by exsolution from bornite solid solution during cooling at temperatures below 450°C. Thus, it is thought that bornite can contain fair amounts of bismuth in addition to iron at high temperature as a solid solution.

To confirm the solid solution field of bornite in the system Cu-Fe-Bi-S, bornite solid solution has been synthesized by hydrothermal methods, employing thermal gradient transportation in ammonium chloride aqueous solution. The bornite solid solutions produced at 420°C and 300°C contain maximum values of 17.2 and 11.4 wt.% Bi and 17.6 and 14.8 wt.% Fe respectively, and cover a comparatively wide area. When bornite with Cu 54.5, Fe 7.0, Bi 13.8 and S 23.8 wt.% ($\text{Cu}_{4.79}\text{Fe}_{0.70}\text{Bi}_{0.37}\text{S}_{4.14}$) synthesized at 420°C was annealed at 300°C for 12 hours, wittichenite exsolved as lamellae in bornite. In the system Cu-Fe-Bi-S, bornite solid solution associates with chalcopyrite, intermediate solid solution, phase $\text{Cu}_{8.4}\text{Fe}_{1.2}\text{Bi}_{10.8}\text{S}_{22}$, cuprobismutite, nukundamite, covellite, phase Cu_9BiS_6 and bismuth at 420°C, and assembles with chalcopyrite, wittichenite, nukundamite, covellite and bismuth at 300°C.

ACOUSTIC MICROSCOPY OF POLISHED ORE SECTIONS

A. Thær, Wetzlar, F.R.G.

Recent developments in the field of acoustic microscopy will be described. New technical principles permit a lateral resolution comparable to that of light microscopy. The physical nature of sound offers information on elastic properties of the samples under examination, even below the surface. The complementary nature of information with respect to light microscopy, as well as specific advantages of acoustic microscopy concerning its application to ore microscopy will be discussed. Present developments and potential applications of photo-acoustic microscopy will also be briefly referred to.

TECHNICAL PROBLEMS AND INSTRUMENTAL SOLUTIONS FOR MICROSCOPY
AND MICROPHOTOMETRIC REFLECTANCE MEASUREMENTS IN THE ULTRA-
VIOLET SPECTRAL RANGE

A. Theer, Wetzlar, F.R.G.

Qualitative and quantitative UV-microscopy require special light sources, UV-transparent optics of the illumination and image-forming microscope components as well as UV-sensitive image converting equipment and (or) detecting means respectively. Special problems related to beam-deflecting elements, available objectives, spectral filtering, measuring devices and correction of measured reflectance spectra will be discussed and instrumental solutions presented. Some examples for extending known spectral reflectance curves in the visible spectral range to the ultraviolet range will be given.

REGIONAL MINERALOGY OF THE METALLOGENIC PROVINCE OF
BERGSLAGEN, CENTRAL SWEDEN

M.A. Zekrzewski, Amsterdam, Netherlands

Ore microscopic observations on 160 sulfide occurrences in the Proterozoic province of Bergslagen have shown that along with the main sulfides (pyrrhotite, pyrite, sphalerite, chalcopyrite and galena) more than 120 sulfides, sulfosalts, native elements and alloys occur in minor amounts. This wealth in mineral species is due to the complex polymetamorphic history of Bergslagen and to the many elements present in the pre-existing volcanogenic ores. The elements found in major quantities in at least one mineral species form two distinct element associations: Pb-Zn-As-Ag-Sb-Sn-Hg-Cu and Cu-As-Co-Ni-Bi-Mo-Zn-Pb-Au-Ag-Se-Te. The recognition of these associations provides a basis for a new geochemical classification of ore deposits and occurrences in Bergslagen. The spatial relations between the different types suggest a common source of both element associations. The possible genetic models of differentiation are discussed.

С и м п о з и у м. Применение электронной микроскопии
в минералогии

S y m p o s i u m. Application of Electron Microscopy
in Mineralogy

Faint, illegible text, possibly bleed-through from the reverse side of the page.

ПОВЕРХНОСТНОЕ ВАКУУМНОЕ ДЕКОРИРОВАНИЕ ЗОЛОТОМ ПРОСТЫХ ФОРМ ВИЛЛИОМИТА

З.В. Бергилев, София, Болгария

Термически обработанный виллиомит изучен вакуумным декорированием золотом. Визуализированы все возможные простые формы виллиомитовых субиндивидов, полученных в результате частичного оплавления и раскристаллизации массивного кристалла виллиомита. Большое совершенство отожженных кристаллов виллиомита проявляется в пониженной плотности зародышей золота по сравнению с плотностью на поверхности, полученной сколом в вакууме.

Для различных простых форм получены три типа картин декорирования, которые соответствуют F, S и K граням по Гартману. Различные простые формы имеют различную микрофотографию поверхности и плотность декорирующих частиц.

ЭЛЕКТРОННОМИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ РЕАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ МИНЕРАЛОВ ВАКУУМНЫМ ДЕКОРИРОВАНИЕМ ЗОЛОТОМ

М.Н. Малеев, З.В. Бергилев, София, Болгария

Методом вакуумного декорирования золотом проведено систематическое электронномикроскопическое изучение представителей различных классов минералов — самородных элементов, сульфидов, галогенидов, окислов, карбонатов, сульфатов, фосфатов и силикатов. В отдельных случаях изучены параллельно картины декорирования поверхности естественных граней и им соответствующим поверхностям скола, которые получались на воздухе и в вакууме. Источником информации при интерпретации картин декорирования являются следующие особенности декорирующих частиц золота: форма, размеры, плотность, кристаллографическая ориентация, степень коалесценции.

Вакуумным декорированием золотом возможно визуализировать микротопологию поверхности минералов, различающиеся кристаллографически плоскости, распределение примесных атомов и их агрегатов, фазовую неоднородность, начальные стадии изменения и сегрегации, кинетику перестройки свежесколотой активной поверхности минералов.

ЭЛЕКТРОНООПТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ФРАКТОГРАФИИ

ЭНДОГЕННЫХ АЛМАЗОВ И ИХ ГЕНЕЗИС

С.И. Рыбалко, Киев, СССР

Фрактографические исследования эндогенных монокристаллов алмазов методами электронной микроскопии позволили установить их микрослойное строение во всем объеме кристалла /Рыбалко, 1981/. Визуализация микрослоев роста под электронным микроскопом оказалась возможной благодаря скопированию большого количества дефектов в микрословых участках /Рыбалко и др., 1981, Трефилов, 1981/.

Размеры, знак и количество дефектов определяется РТ параметрами алмазообразующей среды. Они, в свою очередь оказывают решающее влияние на скорости тангенциального и нормального роста кристаллов, которые связаны между собой строгой зависимостью при помощи постоянных коэффициентов. Отсюда, исследование мощностей микрослоев роста кристаллов алмаза — ключ к выяснению условий их образования.

Разработана методика определения генетического типа кристаллов алмаза по которой в каждом исследуемом зерне на его сколе измеряется мощность 500-600 микрослоев роста, данные измерений обрабатываются статистически с помощью ЭВМ, затем по результатам этой обработки отстраиваются гистограммы частот встречаемости микрослоев роста исследуемого кристалла.

Подобным образом изучались многие кристаллы алмаза из кимберлитовых трубок Якутии и DAP, алмазы из ксенолитов эколгитов в кимберлитах, а также мелкие алмазы из древних метаморфических пород.

Установлено, что алмазы, связанные с кимберлитами полигенны по своей природе и состоят из монокристаллов: 1/ образовавшихся в мантии в статичных условиях /периодиты, эколгиты/ и транспортировавшихся к поверхности в ксенолитах этих пород; 2/ алмазов, образовавшихся в мантии, но в процессе подъема кимберлитовой магмы непосредственно с ней контактировавших и потому эволюционировавших; и 3/ незначительного количества кристаллов, обычно мелких или их сростков, образовавшихся в поднимающемся кимберлитовом расплаве.

ИССЛЕДОВАНИЕ МИКРОТОПОГРАФИИ КОСМИЧЕСКИХ И УДАРНЫХ
АЛМАЗОВ В ВЫСОКОРАЗРЕШАЮЩЕМ ЭЛЕКТРОННОМ МИКРОСКОПЕ
С.И. Рыбалко, Киев, СССР

В высокоразрешающих электронных микроскопах исследованы алмазы космического генезиса из метеоритов, среди которых обнаружены микрокристаллы кубического и /впервые/ октаэдрического габитусов. Алмазы кубического габитуса с ребром равным 100-150 нм характеризуются сглаженными вершинами и отсутствием гранной морфологии. Кристаллы октаэдрического габитуса, обнаруженные нами на месте падения Тунгусского метеорита, несколько уплощены по L_4 с гладкими гранями и скульптурированными ребрами, состоящими из цепочек мельчайших овальных образований. Самый крупный октаэдр имел размеры 2060 x 1670 нм.

В импактитах, являвшихся земными породами взрывного генезиса, образовавшимися от соударения космических тел о поверхность Земли, размер и облик ударных алмазов в первую очередь определяется размером, степенью кристалличности и формой графита, содержащегося в породах земной мишени, поэтому отнесение рядом исследователей импактных /ударных/ алмазов к космическим ошибочно. Сростание минеральных фаз графита, алмаза и лонсдейлита на уровне элементарных ячеек по мнению многих исследователей является наиболее характерным признаком этих образований. В высокоразрешающем электронном микроскопе нами обнаружена неоднородность этих алмазов, выражавшаяся в скоплении на определенных микроучастках той или иной мономинеральной фазы, их блочное строение и микросложность отдельных блоков. Слои выдержаны по простиранию и параллельны, их мощность 10-12 нм. Установлено, что алмазы этого генетического типа являются либо поликристаллическими сростками трех фаз - графита, алмаза и лонсдейлита, либо двух - графита и алмаза, графита и лонсдейлита. Впервые обнаружены мономинеральные выделения кубических алмазов, содержание алмаза кубической модификации может колебаться от 0 до 100%.

Таким образом, наиболее важными типоморфными признаками ударных алмазов являются их текстурированность, поликристаллическое строение и присутствие в большинстве из них лонсдейлита.

ЭЛЕКТРОННОМИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ СМЕСИМОСТИ ЗОЛОТА И
СЕРЕБРА В САМОРОДНОМ ЗОЛОТЕ И ЕГО СИНТЕТИЧЕСКИХ АНАЛОГАХ

М.С. Сахарова, А.И. Горшков, В.А. Ватракова, С.К. Ряховская,
И.В. Трубкин, Москва, СССР

Методом электронной микроскопии исследовалось ультра-тонкое строение и особенности изоморфной смеси золота и серебра в образцах природного золота и его синтетических аналогов. Работы проводились на приборе IEM-100С с использованием селективного травления 50% HNO_3 и одновременным получением микродифракционных и микроаналитических характеристик. По особенностям субмикроскопического строения и типу смеси компонентов в самородных минералах ряда Au-Ag выявлено две области:

1. Составы с повышенным содержанием серебра гетерогенного строения, выявляющегося травлением. Они характеризуются ячеистыми, сотовыми структурами и наличием ориентированных сростаний субмикроблоков размером от 50-100 до 250 Å и представлены количественно варьирующими сростаниями фаз серебра и золото-серебряного твердого раствора повышенной пробности или фаз серебра и золота. Травление таких образцов сопровождалось выносом серебра и резким повышением пробности агрегата.

2. Область гомогенных образований повышенной пробности, устойчивых к травлению или равномерно слабо протравливавшихся без появления ячеистых структур, с незначительным узлощением агрегата. Эти данные хорошо согласуются с представлениями о существовании в высокопробной области твердых растворов замещения.

Проведенные исследования позволили с новых позиций рассмотреть вопросы изоморфной смеси золота и серебра в самородном золоте. Они показывают отсутствие непрерывной смеси и возможность существования в высокосеребристой области тонких субмикроблоковых или доменных сростаний различного состава.

МИКРОКРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ
С ПОМОЩЬЮ РАСТРОВОЙ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ

В.Е. Соньшкин, Москва, СССР

Разработана методика микрокристалломорфологического анализа минералов в растровом электронном микроскопе, основанная на измерении взаимных наклонов граничных плоскостей микрокристаллов с использованием количественной стереографии.

Суть методики заключается в определении с помощью стереографических формул объемных координат (X, Y, Z) любой точки на поверхности образца по проекционным координатам изображений этой же точки на стереоснимках, полученных в растровом электронном микроскопе. Для вычисления углов микрокристаллов, каждая из измеряемых граней предварительно задавалась координатами трех точек на ее поверхности. Экспериментально определенная точность измерения двугранных углов микрокристаллов составила $0,2 - 0,3^\circ$.

Методика предусматривает, на основе полученных угловых данных, проведение индизирования, определение направлений кристаллографических осей, построение стереографических проекций микрокристаллов и вычерчивание их изображений в ортогональной проекции.

Разработанная методика была опробована на микрокристаллах ряда минералов /кварц, пирит, апатит, гетит и др./ и показала надежные результаты, сопоставимые с данными традиционных методов кристалломорфологического анализа макрокристаллов. Микрокристалломорфологические исследования, проведенные на основе предложенной методики, позволяют выявлять новые типоморфные признаки минералов, устанавливать связи между особенностями микроморфологии минерала и характером среды минералообразования, выявлять масштаб изменений минералов при смене условий их существования, определять характер соотношений минералов в агрегатах.

РЕШЕНИЕ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ МЕТОДАМИ
ПРОСВЕЧИВАЮЩЕЙ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ

Н.Г. Стенина, Новосибирск, СССР

Методика ионного утонения минералов, поставленная в Институте геологии и геофизики СО АН СССР /г. Новосибирск/ позволила изучить методами просвечивающей электронной микроскопии /ПЭМ/ тонкие фазовые неоднородности, дефекты решетки мономинеральных индивидов в природных ассоциациях минералов без их разрушения. Это предоставило возможность непосредственного использования метода ПЭМ для решения геолого-минералогических задач, т.е. реальная микроструктура кристаллических объектов определяется физико-химическими условиями их образования и преобразования. Эффективность метода иллюстрируют следующие конкретные задачи, решенные нами за последние пять лет /использовались микроскопы просвечивающего типа "TESLA-BS 500" и "JEM-1000"/.

1. Определены структурное состояние и механизм миграции примесей в кварце из пегматитов, гидротермальном и магматическом. Показана их зависимость от условий образования и преобразования минерала.

2. Установлен последовательно-параллельный механизм реакции рудного метасоматоза при замещении магнетитом разных скарновых минералов.

3. Показана разная термическая история, определены преобразующие геологические факторы и механизмы структурных и фазовых превращений плагиоклазов и пироксенов из ксенолитов базитовых и эклогитоподобных пород, и четырех интрузивных тел.

MECHANISMS OF GARNET AND FELDSPAR EXSOLUTION IN PYROXENES
J.K. Boland, Utrecht, Netherland

To date, most of the electron microscopic studies of exsolution reactions in the pyroxenes have involved pyroxene phases. These are a number of important exsolution reactions that involve the formation of another mineral class as the product phase of the exsolution. Two important reactions to be examined in this research are the feldspar exsolution reactions in omphacites from eclogites and garnet exsolution from clinopyroxenes in pyroxenites. Both exsolution reactions are used as index reactions defining the pressure-temperature pathways of the rocks.

There are special problems associated with the development of these microstructures, the most significant being the diffusivity of atomic species. In some high temperature reactions, the precipitate is distributed throughout the transforming grain and the mechanism of the exsolution is described as a continuous reaction. As the temperature of the reaction decreases, the mechanism changes to a discontinuous reaction involving the migration of the grain boundaries. Such a discontinuous precipitation reaction is favoured at lower temperatures because of the faster diffusivity in the grain boundary regions compared with lattice diffusivity.

PHASE CHARACTERIZATION OF SYNTHETIC MINERALS BY HRTEM

K. Czenk, B. Simons, Kiel, W.V. Maresch, Bochum, FRG

The quality of studies in experimental mineralogy heavily depends on the characterization of the phases encountered in the reaction. In general, the characterization will mainly be done by chemical, optical and by X-ray powder methods. None of these methods is generally capable to give information about structural details and structural defects of the respective minerals on an atomic scale. In contrast, HRTEM enables to observe and analyse such details and defects.

Examples: 1) From X-ray powder patterns of synth. $Mn(Si_{.5}Ge_{.5})O_3$ coexistence of pyroxmangite and orthopyroxene was deduced. However, EM studies revealed that, in addition to pxm and opx, crystal grains with ferrosilite III structure type were present. 2) In the system $FeSiO_3$ PslIII has been recognized as stable phase at high temperature, medium pressure by HRTEM studies only. 3) In the phases mentioned above chain periodicity faults [1] have commonly been found in the EM, while no evidence was found in X-ray patterns. 4) Whether solid solution between $2BaO.3SiO_2$ and $BaO.2SiO_2$ exists or not was clarified by HRTEM in favour of chain multiplicity faults [1]. 5) According to X-ray powder data (Mn_x, Mg_{7-x}) -anthophyllites crystallize in Pnma. In fact, as detected by HRTEM, Pnma fits only on the average: various chain arrangement faults [1], chain multiplicity faults and ordered triple and other multiple chain sequences are present.

Thus, the HRTEM method is a powerful tool for a better characterization of mineral samples in connection with studies of their thermodynamic stability relations.

[1] Czenk K. and F. Liebou: Phys. Chem. Minerals 6, 85-93 (1980)

REAL STRUCTURE OF PYROSMALITE

I. Dédony, A.Gy. Lovas, Budapest, Hungary

The pyrosmalite ($(\text{FeMn})_8\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH},\text{Cl})_{10}$) originated from Dannemora, Sweden /Coll. of Min. Dept. of Eötvös Univ., Budapest/ was studied by high-resolution transmission electron microscopy. The measurements were carried out on JEM-100CX equipment with tilt-rotation goniometer. The accelerating voltage was 100kV. The micrographs were taken using mainly the $4,5 \text{ \AA}^{-1}$ objective aperture. The bulk material was ground in an agate mortar under ethanol and the fragments were collected on the usual holey carbon supporting film.

Electron diffraction patterns of various reciprocal lattice sections showed the basic symmetry of this pyrosmalite to be $P\bar{3}m1$. A stacking disordering indicated by the streaks along the $[001]$ direction was also proved.

The interpretation of lattice images were confirmed by multislice image calculation.

In the measured sample the main features of interest are:

1. At places, parallel to the $[120]$ direction, silicate-rings larger than those consisting of 12-member are also present in the structure.
2. The stacking faults are generated mainly by the $[hk0]$ edge-dislocations.
3. The various stacking faults were generally terminated inside the crystal.
4. The extremely fine cleavage-particles are rolled up and form disk-shaped chrysotile grains.

MINSEM-1 NEW MINERALS AND VARIETIES OBSERVED

J. Graham, Wembley, Australia

The mineralogist does not need high resolution or dynamic focussing in a scanning electron microscope. He needs reliability, speed and convenience. MINSEM-1 is an old JSM-2 which features (1) Rapid specimen exchange through an air-lock (2) Low-vacuum conditions in the specimen chamber made possible by a wide-angle backscattered electron detector, (no coating required) (3) EDS system optimized for normal viewing (4) True TV display (5) Semi-micro XRF.

This paper will describe some unexpected variations in manganochromites and in tantalum minerals observed with the instrument. For quantitative analysis, samples are transferred to an electron-microprobe analyzer.

New samples of manganochromite $MnCr_2O_4$ from Nairn, South Australia, were found using MINSEM-1 in diamond-sawn slabs from the hand specimen. They were usually zoned, with compositions different from the original material. For example several grains were found with compositions in the $V_2O_3 - Cr_2O_3$ range. X-rays showed a (defect) spinel structure. New grains of manganochromite nearly always contained aluminium - up to 10% Al_2O_3 .

Grains of a tantalum concentrate from alluvial deposits derived from the Greenbushes pegmatite, Western Australia, are usually composite, and several sub-grains may be visible in the backscattered electron image, which differ mainly in Ta/Nb ratio. Wodginites also stand out. A new antimony-containing phase has an average composition M_3SbO_8 , where M contains 2-, 4- and 5- valent metals.

HIGH RESOLUTION STUDY OF THE METAMICT STATE

T.J. Headley, R.C. Ewing, New Mexico, USA

Metamict minerals were initially crystalline but, because of accumulated structural damage caused by radioactive decay of U and Th, appear to be amorphous when examined by x-ray diffraction. We report here the findings of a high resolution TEM study on the structure of a wide range of metamict minerals (zircon, allanite, gadolinite, yttrialite, thorite, aeschynite, priorite, blomstrandine, euxenite, fergusonite, pyrochlore, zirconolite, and samarskite). The transition from highly crystalline to the completely metamict state was studied in zircon. The crystalline zircon exhibited sharp, single crystal diffraction patterns and undistorted crystal lattices. The partially metamict zircon still exhibited quite sharp diffraction patterns but high resolution imaging revealed a distorted lattice. The metamict zircon possessed two distinct structures, one amorphous and one composed of 50-100 Å crystalline domains misoriented by tilts up to 10° . The latter is interpreted as an alteration product. The other minerals (all completely metamict by x-ray diffraction) consisted primarily of material whose electron diffraction patterns contained one or two broad halos as is characteristic of amorphous materials. Dark field imaging using tilted illumination revealed coherently scattering spots 6-8 Å in size. This is consistent with either a random network or microcrystalline domain model. Neither dark field imaging nor lattice imaging provided evidence for long range order beyond a spacing of 10 Å. Most of the Nb-Ta-Ti oxides contained microvoids (200 Å to 2 μm) which are probably due to He build-up from internal alpha particle decay.

EXSOLUTION AND INVERSION TEXTURES OF PYROXENES

Masao Kitamura, Kyoto, Japan

The extensive studies on the microtextures in pyroxenes¹⁾ indicate that the microtextures due to exsolution and inversion are controlled by the degree of deviation from the equilibrium in the reaction, diffusion, heat transfer, interface kinetics, and strain energy. To obtain information on cooling history from the microtextures of exsolution, the effect of strain is important. Existence of the morphology change temperature (MCT) due to the anisotropic strain effect, where the best fitting plane between pigeonite and augite changes from '001' to '100', has been confirmed by electron microscopy²⁾. The coherent solvi for '001' and '100' intersect each other at the MCT, resulting in the stability of '001' and '100' interfaces above and below the MCT, respectively. However, '100' interface can be formed even at higher temperatures than the MCT when diffusion is a rate-determining step during the growth of the lamellae. Existence of the MCT and exsolution kinetics explain the coexistence of the '001' and '100' lamellae in the same specimen of pigeonite or augite. The coherent spinodals for '001' and '100' also lead to formation of the "tweed texture" around the MCT.

The textures of clinoenstatite have also been studied by analytical electron microscopy. The unique cracks and twinning in clinoenstatites from boninite and meteorite indicate the transition from protoenstatite and cooling histories of the clinoenstatites.

1) Buseck, P.R., Nord, G.L., Veblen, D.R. : In *Reviews in Mineralogy*, 7, Pyroxenes, ed., C.H. Prewitt, Mineral. Soc. Amer., 117-211.

2) Kitamura, M., Yasuda, M., Morimoto, N. : *Proc. Japan Acad.*, 57, 183-187.

COMBINED ELECTRON MICROSCOPIC INVESTIGATIONS OF
PHASE TRANSFORMATIONS IN ECLOGITIC PYROXENES
E. Reiche, Halle, H.-J. Bartsch, Berlin, GDR

By means of high-voltage electron microscopy, analytical and high-resolution electron microscopy, as well as by optical microscopy the phase transformations in pyroxenes from the eclogite of Gilsberg, Saxonian Granulite Complex, G.D.R. (Hentschel /1/), are investigated. Besides the well-known lamella-like $\text{cpx} \leftrightarrow \text{cpx}$ and $\text{cpx} \leftrightarrow \text{opx}$ transformations further types of exsolution are found. Their existence is caused by extremely high pressure and temperature conditions during the formation and deformation events. Thus, structures are detected interpreted by Kirby /2/ as stacking faults having displacement vector $R = 0.83[001]$.

Another characteristic type of exsolutions are garnet lamellae. Their widths vary from optically resolvable dimensions down to atomic scale (nearly 5 nm). The relations of orientation between the garnet lamellae and pyroxene matrix are pointed out.

Further on, a new type of exsolution (precipitation) is observed in relicts of the primary pyroxene texture showing strong tectonic deformations. Morphologically these are very thin, disk-like, semicoherent precipitates (diameter about $1 \mu\text{m}$) which are mostly stringed as chains parallel to $[001]$ directions. Probably they are connected with the lamella-like pyroxene exsolutions in so far as the disk-like precipitates represent a dissolution stage of lamellae in consequence of strong thermic influences.

/1/ Hentschel, H., *Kin. Petr. Mitt.*, **49**, 42-88, (1937)

/2/ Kirby, S.H., in: *Electron microscopy in mineralogy* pp. 465 (ed. H.-R. Wenk), Springer, Berlin, (1976)

A TOOL FOR THE DETECTION OF LOW Z ELEMENTS IN MINERALOGICAL
SAMPLES, ELECTRON ENERGY LOSS SPECTROSCOPY

J. Sevely, R. Gout, Y. Kihm, C. Zanchi, Toulouse, France

Electron energy loss spectroscopy (EELS) utilizes directly the basic interaction of incident electrons with the atomic electrons within the sample. As compared, the other techniques utilizing electron beams for chemical analysis, as emitted X-rays or Auger Electrons, utilize the secondary products of that inelastic scattering. The part of the electron energy loss spectrum of interest for chemical analysis, is above 50 eV. The spectrum exhibits a continuously decreasing background upon which are superposed the characteristic features. They appear as sharp edges corresponding to the excitation of inner-shell atomic electrons. These characteristic inner-shell edges give elemental information on the sample, which allows the development of a qualitative and quantitative analysis method. The main advantages of the technique concern: a) its sensitivity for low Z elements, b) its spatial resolution which can theoretically be of the order of the nanometer. A quantitative microanalytical information can be extracted from the spectra. The technique is standardless. An estimate of the number of atoms of detected element can be deduced from the spectrum. Experimental problems (low intensity of the signal, background, multiple scattering effects) have to be considered in determining elemental concentration in the sample. From experimental results in the CTEM mode it seems that the detection of a few per cent concentration can be achieved in a $(100 \text{ \AA})^3$ volume of the sample.

The different properties of the technique will be discussed with a special reference to mineralogical samples containing low Z elements. It will be emphasized that the problem of thin enough specimen preparation is an important factor which controls the feasibility of the analysis.

PREPARING FRACTURED SPECIMENS FOR SURFACE TEM EXAMINATION
M. Thompson, D. Krinsley, Arizona, USA

Quartz plates were abraded in an eolian mode which caused a great deal of surface disruption and necessitated special preparation techniques so that surface examination with the transmission electron microscope (TEM) could be accomplished. During ion milling from one side, specimens tend to break along fractures, producing edges which are non-electron transparent, rather than thinning evenly. Low ion thinning angles ($\sim 15^\circ$) are not adequate, because fractures control the outline and thickness of specimen edges. Our technique utilizes higher thinning angles ($\sim 30-40^\circ$) and continuous observation in order to control voltage and thus thinning rate. The specimen is ion thinned at 4 KV at the above angle until the specimen hole is just visible with a 40X microscope. The voltage is then reduced to 0.5 KV until the hole is 0.5 to 1.0 mm in diameter. During high voltage thinning from one side, the surface to be examined should be covered by metal foil to prevent sputtering contamination. To prevent bowing up or curling around the hole due to residual stresses, the specimen is bombarded from the opposite side at voltages of less than 0.5 KV, so that surface material will not be removed. The sample is then ready for TEM examination.

T.E.M. STUDY OF SANIDINE SINGLE CRYSTALS DEFORMED
AT HIGH TEMPERATURE

C. Willaime (Rennes), L. Gandais (Paris), France

Mechanisms involved in the deformation of minerals depend upon the deformation temperature, for a given applied stress. At low-temperature (which means low related to the melting temperature T_M), deformation occurs mainly by dislocation glide. In alkali feldspars, this mechanism is predominant at 700°C, i.e. $T/T_M = 0.72$; various slip systems may operate which tend to build tangled dislocation network inhibiting further glide and resulting in hardening (Willaime and Gandais, Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr. 1977, 100, 263-271). At high temperature atomic diffusion is enhanced and makes easier dislocation climb, recovery and polygonization. In feldspars, evidences of diffusion process are observed in samples deformed at 900°C, i.e. $T/T_M = 0.85$, and above:

Ten samples have been cored from sanidine single crystals with different crystallographic orientations and have been deformed under triaxial stress condition in the range of 900 to 1100°C. Deformed samples have been observed both by optical microscopy of petrographic thin sections and by transmission electron microscopy of ion thinned sections.

Between crossed polarizers, thin sections present overall undulatory extinctions and curved deformation lamellae. No recrystallized grains have been observed at this scale, even in the 1100°C deformed samples. From T.E.M. studies, the following conclusions may be drawn:

At 900°C:

- Dislocation climb is manifested by prismatic dislocation loops and subgrain boundaries.
- Low-contrast planar defects related to low-energy boundaries are rare compared to samples deformed at 700°C.

At 1100°C:

- Evidence of dynamic recrystallization is shown by a subgrain microtexture; the subgrain are a few micrometer large. The dislocation density varies from grain to grain; some grains are dislocation free whereas others contain a dislocation density higher than $10^8/cm^2$.

FINE TEXTURES OF CLINOENSTATITE - INVERSION
FROM PROTOENSTATITE

M. Yasuda, M. Kitamura, N. Morimoto, Kyoto, Japan

In order to elucidate the mechanism of inversion from protoenstatite to clinoenstatite, clinoenstatite of boninite from Mukojima in the Bonin Islands has been studied by 200 kV analytical electron microscopy (AEM). In clinoenstatite, very thin polysynthetic twins with the composition plane of (100) and domains with boundaries normal to the c-axis are common. The twin lamellae do not cross through the domain boundaries. The composition of clinoenstatite by AEM is $En_{90}Fs_{10}$. The electron diffraction from the fibrous crystals in the domain boundary area shows spacings of (001) and (100) of talc. The composition suggests that the boundary is talc with small amounts of clinoenstatite. The fine textures of clinoenstatite are explained as follows. After crystallization of protoenstatite, it inverted to clinoenstatite by nucleation retaining the orientation of the a^* , b and c-axes and resulting in twinning. The cracks took place in the original crystal by decrease of the cell volume due to the inversion. The fibrous crystals have possibly been produced by the reaction between clinoenstatite and liquid which have soaked into cracks.

THE REAL STRUCTURE OF PECTOLITE

T. Weissburg, Budapest, Hungary

Pectolite is a chain silicate with a repeat-unit of three $[\text{SiO}_4]$ tetrahedra. Its structure was determined by Takéuchi (1956), then further refined by Prewitt (1967) and Takéuchi Kudoh (1977).

Though the structure of pectolite differs in several respects from that of wollastonite, there are a number of similarities, which explain the close relation between their real structures. The real structure of wollastonite is well known from the works of Jefferson and Wenk.

Like in wollastonite there is a $b \approx 4a \cdot \cos \delta$ relation /in the traditional notation/ between the unit cell dimensions of pectolite, which implies a monoclinic pseudosymmetry. This and the symmetry operation of $(100) \frac{1}{2} [010]$ make possible the formation of different polytypes of pectolite.

The present study was carried out on a sample from Bergen Hill, New-Jersey, USA /ELTE Mineral Collection id.No. H 374/. The micrographs were taken on a JEOL 100CX electron microscope equipped with a side-entry tilting $\pm 60^\circ$ rotating stage.

Besides the basic 1T modification, a 2M and a 4T /described for wollastonite by Wenk (1976) polytype was recognised on LAMB pattern. Superimposed on the basic spot pattern in $[001]$ projection there is often a continuous scattering parallel to a^* direction originating from the random distribution of different polytypes. Some times this phenomenon can be observed only for k even, in other cases for both k even and odd reflections.

The later fact suggests, that there are other polytypes in the sample, than those coming from $(100) \frac{1}{2} [010]$ displacement.

The characteristics and random distribution of the different polytypes can be directly studied on the HRTEM images.

ELECTRONIC MICROSCOPY OF PHOSPHORITES

(The ultramicrostructures of phosphorites and their genetic interpretation)

Yu. N. Zanin, N.A. Krasilnikova, Yu.V. Mirtov, USSR

The ultramicrostructures of phosphorites of different genetic types and age (from Low Proterozoic to Quarternary) have been studied. The following peculiarities of ultramicrostructures of the ancient phosphorites are pointed: a high degree of crystallization of phosphorites, absence of poorly-crystallized samples; close packing of all types of grains, absence of pores typical for the structures of young phosphorites; rather wide-spread (especially in metamorphic phosphorites) well-crystallized bipyramidal grains, which are very scarce in young unchanged phosphorites; absence of both fusiform and elongate disorderly oriented grains as well as globular grains, composed of finest needle-like crystals, characteristic of young marine phosphorites.

It is shown the changes of ultramicrostructures in the processes of hypergenic and katagenic transformations of phosphorites, which accompany the change of chemical composition, cell dimensions, sizes of crystallites (coherent dispersion blocks) and degree of crystal lattice distortions of apatites, composed the phosphorites.

УКАЗАТЕЛЬ АВТОРОВ
INDEX OF AUTHORS

- Абрамович, М.Г., 19
Азизов, А.В., 209
Алиев, Р.М., 203
Алимов, В.Ю., 167
Амирян, Ш.О., 47
Андреев, Г.В., 79
Андреева, О.В., 98
Андрианова, Л.В., 80
Аранович, Л.Я., 245
Артемов, В.Р., 81
Асхабов, А.М., 204
Афанасьев, В.П., 246
Афолина, Г.Г., 82
- Бабаджанов, А.А., 313
Багдасаров, Э.А., 153
Балакина, А.С., 90
Барзбанов, В.Ф., 7, 154
Барсанов, Г.П., 314, 321
Батракова, Ю.А., 431
Батулин, С.В., 331
Башкиров, Ш.Ш., 315
Белковский, А.И., 83
Белов, Н.В., 15, 52, 56
157
Белова, Л.Н., 156
Белоконева, Е.Л., 157
Берзина, А.П., 339
Блинова, Г.К., 321
Богатырев, П.В., 82
Богданова, Л.А., 82
Бокий, Г.Б., 9
Бокша, С.С., 263
Болдырева, М.М., 35
Бородаев, Ю.С., 39, 45, 163
- Бородаевская, Э.В., 191
Бортников, Н.С., 36, 38, 39
Боруцкий, Б.Е., 247
Бочарова, Г.И., 37, 53
Бресковская, В.В., 16, 38, 39, 46
158, 299
Бродская, Р.Л., 192
Брызгалов, И.А., 59
Бубнова, Р.С., 80
Букин, Г.В., 206
Бычков, А.М., 262
- Вергилов, З.В., 427, 428
Вергилов, И.В., 335
Владимиров, Б.М., 248, 254
Владыкин, Н.В., 82, 84, 289
Воловикова, И.М., 98
Волошин, А.В., 159
Вотяков, С.Л., 325
Вяльсов, Л.Н., 393
- Гайдукова, В.С., 99
Гамянин, Г.Н., 40
Гаранин, В.К., 37, 246, 255,
314
Гарсия, Р., 290
Генов, Б., 335
Голдин, В.А., 85, 249
Гончаренко, А.И., 316
Гончаров, В.И., 291
Гончаров, Г.Н., 317
Горбачев, Н.С., 250
Городинский, М.Е., 291
Горшков, А.И., 156, 431
Грамолин, А.Б., 325

- Гребенщиков, Р.Г., 330
 Григорьев, Д.П., 214
 Грудев, А.П., 169
- Демина, Т.В., 96
 Диков, Ю.П., 318
 Димитрова-Панкова, М.Г., 165
 Дистлер, В.Б., 41
 Долин, С.П., 318
 Дорфман, М.Д., 86
 Дриц, В.А., 98
 Дубакина, Л.С., 87
 Дудкин, О.Б., 160
 Дюдя, Р., 293
- Евзикова, Н.З., 214
 Ершова, К.С., 87
- Желязкова-Панайотова, М.,
 53, 163, 335
- Загорский, В.Е., 88
 Зайкин, И.Д., 328
 Зарьян, Р.Н., 47
 Захаров, Н.Д., 99
 Звягин, Б.Б., 98
 Земан, Й., 62
 Зидарова, Б., 214
 Зотов, А.В., 89
- Иванов, В.Г., 95
 Иванов, И.П., 89
 Иванов, О.К., 251
 Иванова, О.А., 156.
 Ивчинова, Л., 163
 Изойтко, В.М., 252
 Исмаилов, М.И. 90
- Истомин, В.Е., 316
 Иванович-Коломейцева, Л., 319
- Каликов, В.Н., 193, 249
 Калинин, Е.П., 85
 Калчева, Б.В., 326
 Калужный, В.А., 294
 Каменева, М.П., 320
 Каплунник, Л.Н., 56
 Карпетян, А.И., 47
 Киркинский, В.А., 253
 Киселева, И.А., 321
 Кляхин, В.А., 194
 Ковеленкер, В.А., 42
 Коваленко, В.И., 84, 99
 Коваль, П.В., 91
 Козлова, О.Г., 195
 Козырева, Л.Е., 92
 Колчева, К., 163
 Кольковски, Б., 43, 44, 45
 Комков, А.И., 322
 Кононов, О.Е., 323, 324
 Корнилов, В.Б., 196
 Костов, И., 39, 214
 Костов, Р.И., 46
 Костровицкий, С.И., 254
 Котов, Е., 162
 Кошуг, Д.Г., 324, 332
 Краснобаев, А.А., 325
 Крохалев, В.Я., 325
 Крылов, Е.Н., 258
 Кудрявцева, Г.П., 37, 53
 255, 314
 Куземкина, В.Н., 87
 Кузнецов, С.К., 197, 214
 Кузнецова, В.Н., 82

- Кузнецова, Л.Г., 101
 Куковский, Е.Г., 341
 Куражковская, В.С., 93
 Куранова, В.Н., 296
 Куртева, Т.Г., 158
 Куршев, С.А., 211
- Лазебник, К.А., 94
 Лазебник, Ю.Д., 94
 Лапидес, И.Л., 10, 91
 Лапутина, И.П., 42, 46, 99
 Лебедев, Л.М., 11
 Левин, А.А., 318
 Левицкий, В.И., 95
 Легэй, С., 290
 Леснюк, Л.И., 198
 Леснюк, Н.И., 198
 Локтина, И.Н., 83
- Магакьян, И.Г., 47
 Майский, Ю.Г., 211
 Макагон, В.М., 82, 88
 Малеев, М.Н., 42, 214, 326, 428
 Мананков, А.В., 199
 Марин, Ю.Б., 12
 Маринова, Т., 162
 Марков, В.П., 85, 249
 Марсий, И.М., 99
 Меслеников, А.Е., 327
 Матковский, О.И., 343
 Матросов, Б.Н., 337
 Махмудов, А.И., 48
 Мельник, Ю.П., 256
 Минеев, Д.А., 13, 214
 Михайлов, М.А., 96
 Мовчан, Н.П., 257
- Мозгова, Н.Н., 36, 39, 50
 Моисеенко, Е.Г., 328, 329
 Мочалов, А.Г., 58
 Мухамет-Галеев, А.П., 89
- Надежина, Т.Н., 15, 52
 Назарова, П.С., 342
 Найденова, Е., 45, 53
 Настасиенко, Е.Е., 295
 Наумко, И.М., 294
 Некрасов, И.Я., 36
 Никитин, А.Е., 258, 259
 Никитина, Л.П., 327, 330
 Николаева, И.В., 97, 320
 Новгородова, М.И., 161
 Нозик, Ю.З., 331
- Овчинников, Н.О., 330
 Озерова, Н.А., 16
 Округин, А.Р., 54
 Олейников, Б.Р., 54
 Омельяненко, Б.И., 98
 Органова, Н.И., 99, 106
 Орлов, Р.Ю., 324, 332
 Орлова, М.П., 296
 Осадчий, Е.Г., 55, 250
- Павлишин, В.И., 200
 Павлов, Г.Ф., 291
 Павлушин, Д.Н., 17
 Павлюченко, В.С., 264
 Пашкова, А.Е., 209
 Пепин, С.Р., 258, 259
 Перминова, М.С., 37
 Перцев, Н.Н., 100

- Петров, П., 162
 Петрова, З.И., 95
 Петрова, И.Е., 56
 Петровская, Н.В., 18
 Петровский, В.А., 204
 Пиджян, Г.О., 47
 Плахов, Г.Ф., 333, 336
 Плюснина, И.И., 93, 334, 335
 Победимская, Е.А., 15, 52, 56
 Подлесский, К.К., 245
 Подтяжкин, Е.Я., 315
 Покровский, В.А., 89
 Попов, В.А., 201, 214
 Попова, В.И., 202
 Пополитов, В.И., 203, 336
 Порошин, Е.Е., 101

 Разин, Л.В., 57
 Райнова, М., 162
 Ракин, В.И., 204
 Ракчеев, А.Д., 163
 Рехарский, В.И., 318
 Родионов, А.Я., 205, 206, 260
 Рудашевский, Н.С., 58
 Рузов, В.П., 85
 Рыбалко, С.И., 429, 430
 Рылов, Г.М., 337
 Рыховская, С.К., 431

 Саматов, М.В., 325
 Самогин, Н.Д., 89, 212
 Сяндомирский, П.А., 261
 Сафронов, П.П., 329
 Сахаров, В.А., 98
 Сахарова, М.С., 59, 431
 Семенов, В.Г., 248
 Сендеров, Э.Э., 262

 Сергеев, В.Н., 207
 Сивцов, А.В., 156
 Сидоров, А.Ф., 338
 Скачкова, А.А., 90
 Сметанникова, О.Г., 158
 Смирнове, С.К., 60
 Солицева, Л.С., 87
 Соловьева, Л.В., 248, 254
 Солотчина, Э.П., 103
 Сонюшкин, В.Е., 432
 Сорокин, В.А., 263
 Соседко, Т.А., 296
 Сотников, В.И., 339
 Сошкина, Л.Т., 314
 Ставракева, Д.А., 165
 Станёк, Ж., 102
 Стенина, Н.Г., 264, 433
 Столповская, В.Н., 339
 Сухоруков, Ф.В., 103

 Татаринцев, В.И., 208
 Таусон, В.Л., 19
 Терешина, И., 162
 Тимченко, Т.И., 157, 209, 315
 Тихонов, Н.А., 85, 249
 Ткачева, Т.В., 87, 340
 Толстых, О.Н., 210
 Трубкин, Н.В., 431
 Труфанов, В.Н., 211
 Тумэнбаяр, Б., 166

 Умнова, Е.Г., 87
 Урусов, В.С., 331
 Усова, Л.В., 264
 Ушак, А.Т., 211

 Фадеев, А.П., 291

- Фармазян, А.С., 47
 Федоренко, Ю.Г., 341
 Фекличев, Б.Г., 20
 Фивейская, Л.В., 254
 Филатов, С.К., 80
 Финько, В.И., 212
 Фойт, Б., 62
 Фурсенко, Б.А., 253
- Харьков, А.Д., 104, 246
- Царицын, В.П., 83, 167
 Цветков, Е.Г., 337
 Цветкова, М., 162
 Цветкова-Голева, В., 168
- Чеботарев, Г.М., 61
 Чевычелов, В.Ю., 59
 Чехон, С.С., 212
 Чермак, Ф., 82
 Чесноков, Б.В., 214
 Чирагов, М.И., 86
- Маденков, Е.М., 296
 Шапиро, А.Я., 203
 Шаракшинов, А.О., 78
 Шеркина, Э.В., 341
 Шафрановский, И.И., 214
 Шацкий, В.С., 264
 Шипко, М.Н., 315
 Шлякова, Э.В., 106
 Шмагин, Б.М., 297
 Шумская, Н.И., 58
 Шекина, Т.И., 100
- Шербак, О.В., 87
 Шербакова, М.Я., 316
 Шербань, И.П., 265
- Юбел, Р.П., 213
 Юргенсон, Г.А., 298, 299
 Юхтанов, П.П., 197
 Юшкин, Н.П., 21, 214, 342
- Яковлев, Ю.Н., 107
 Яковлева, А.К., 107
 Янчук, Э.Я., 343
 Яхонтова, Л.К., 169
- Ahmed, A.A., 353
 Ahmed, M.A., 353
 Amigó, J.M., 108
 Amouric, M., 215
 Arkhipenko, D.K., 344
 Armbruster, Th., 109
 Artus-Surroca, I., 308
 Aslanian, S., 170
 Atanasov, V.A., 63, 64, 300
- Bakhtin, A.I., 345
 Balarev, Chr., 170, 266, 267
 Balitsky, V.S., 22, 240
 Balkanov, I., 376
 Barbillat, J., 413
 Barelli, N., 216
 Barker, W.W., 346
 Baronnet, A., 215
 Baturin, S.V., 180
 Baumer, A., 171
 Bautsch, H.-J., 440

- Bedarida, F., 217
 Begizov, V.D., 69
 Belousov, G.E., 148
 Belov, N.V., 31, 180, 185, 187
 Belyaeva, I.D., 268
 Beran, A., 394
 Bernhardt, H.-J., 395
 Bershov, L.V., 301
 Besteiro, J., 108
 Bezsmertnaya, M.S., 400
 Biggar, G.M., 269
 Billaud, Y., 172
 Bloss, F.D., 121
 Boccacci, P., 217
 Bogdanov, K., 218
 Bogdanova, R., 218
 Bokiy, G.B., 344
 Boland, J.N., 434
 Bonev, I., 219, 220
 Bonev, I.I., 63
 Borisovskii, S.E., 223
 Bosch-Figueroa, J.M., 306
 Boudeulle, M., 172
 Boulienkov, N.A., 236
 Bouylov, L.L., 236
 Brettschneider, E., 225
 Bulgak, L.V., 301
 Bulienkov, N.A., 221
 Burke, E.A.J., 396

 Cabri, I.J., 397
 Calas, G., 347, 348, 349
 Camargo, L.A.R. de, 173
 Camargo, W.G.R. de, 173
 Carmo Freitas da Silva,
 R. do, 216
 Carpenter, M.A., 350

 Carron, J.P., 280
 Carstens, H., 222
 Caruba, R., 349
 Casas, J., 177
 Catlow, C.R.A., 375
 Cava, N., 271
 Caye, R., 405
 Čehlarova, I., 150
 Čermák, Fr., 398
 Cervelle, B.D., 399, 413

 Cháb, J., 114
 Chang, L.L.Y., 65
 Chao, C.T., 388
 Chapuis, G., 141
 Chelishchev, N.F., 351
 Choi, W.-Z., 401
 Chudinovskikh, L.T., 276
 Chvileva, T.N., 72, 400
 Compagnoni, R., 110
 Constantinescu, E., 136
 Cormack, A.N., 375
 Cosma, R., 111
 Cottrant, J.F., 349
 Coutures, J.P., 413
 Couzi, M., 413
 Craig, J.R., 401, 402, 403
 Criddle, A.J., 405
 Čuneva, V., 150
 Czank, M., 383, 435

 Datta, S.K., 352
 Delbove, F., 23, 270
 Demortier, G., 356, 362
 Dobrovol'skaya, M.G., 66
 Dódony, T., 67, 436
 Dubakina, L.S., 112

- Duchesne, J.C., 171
Durazzo, A., 68
- Kfremova, S.V., 223
El Goresy, A., 404
El-Haddad, M.A., 353
Embrey, P.G., 405
Ershova, K.S., 112
Espahbod, M.R., 175
Evstigneeva, T.L., 69
Ewing, R.C., 438
- Fanelli, M.F., 271
Fedkin, V.V., 272
Fenoll, P., 132
Ferraris, G., 110
Figueiredo, M.O., 113
Filatov, S.K., 354
Finger, L.W., 355
Fiora, L., 110
Fišera, M., 114
Fojt, B., 398
Follner, H., 224
Fonarev, V.I., 273
Fontan, Fr., 176
Franke, W., 225
Frank-Kamenetskaya, O.V., 118
Frank-Kamenetskii, V.A., 118
Freund, F., 356, 362
Frolova, K.E., 223
Fursenko, B.A., 115
- Gad, N.L., 182
Galán, E., 116, 302
Gan, L.C., 420
Gandais, M., 443
Garcia-Gimenez, R., 274
- Garcia-Guinea, J., 274, 302
Garrote, A., 132
Gaspar, O., 406
Genkin, A.D., 69
Ghobarkar, H., 225
Ghose, S., 357
Gibbs, G.V., 358
Gilbert, M.C., 117
Gilles Laflamme, J.H., 397
Ginzburg, A.I., 24
Gleadow, A.J., 122
Goffé, B., 275
Gonska, H., 356, 362
Gorshkov, A.I., 223
Gorskaya, M.G., 118
Gout, R., 441
Graham, J., 346, 437
Grice, J.D., 303
Griffin, W.L., 130
Grigoryeva, T.N., 344
Grozdanov, L.A., 119
Groshenko, A.R., 223
Grothe, Ch., 225
Guijarro, J., 177
Guillen, R., 359
Gunter, M., 121
- Hafner, S.S., 361
Haralick, R.M., 401
Hariya, Yu., 282
Harris, D.C., 407
Hayashi, K., 421
Hazen, R.M., 355
Headley, T.J., 438
Hollis, J.D., 122
Hoyos, M.A., 177
Hunter, R.H., 284

- Hurný, J., 226
- Iacconi, P., 349
- Ilyin, A.G., 304
- Ishbulatov, R.A., 276
- Issackov, I., 227
- Issackova, S., 227
- Ivanov, I.T., 178
- Janeczek, J., 123
- Jefferson, D.A., 137
- Jordanov, J.A., 64, 300
- Joswig, W., 385
- Joushko-Zakharova, O.E., 408
- Kakitani, S., 385
- Kalt, A., 124
- Kanazirski, M.M., 277, 278
- Karup-Møller, S., 409
- Kathrein, H., 356, 362
- Kato, A., 125
- Keller, P., 25
- Kelly, D.P., 410
- Khisina, N.R., 363
- Khomyakov, A.P., 126
- Kihn, Y., 441
- Kirov, G.K., 228
- Kirov, G.N., 364
- Kitakaze, A., 73, 421
- Kitamura, M., 381, 439, 444
- Klar, A., 365
- Klee, W.E., 171, 366
- Klyakhin, V.A., 304
- Knobel, R., 356, 362
- Komov, I.L., 368
- Koritnig, S., 279
- Kotrba, Zd., 398
- Koulitchikhina, R.D., 408
- Kovachev, V., 411
- Krajiček, J., 387
- Kresilnikova, N.A., 446
- Krimsley, D., 442
- Kulikov, I.V., 229
- Kunov, A., 179
- Kuzemkina, E.N., 112
- Kuzmin, V.I., 127
- Kvachkov, R., 376
- Lagache, M., 275, 280
- Lago, M., 108
- Lambert, J., 419
- Langer, K., 369
- Lapraz, D., 171
- Lazarova, V., 150
- Lebedev, A.S., 281, 304
- Lebedeva, S.I., 268, 412
- Leguey, S., 274
- Leite, C.R., 230
- Leung, C.S., 305
- Liebau, F., 383
- Linares, J., 370
- Lindqvist, K., 372
- Litvin, A.L., 148
- Lohse, H.-H., 283
- Lopez-Soler, A., 308
- Lovas, A.Gy., 436
- Lumpkin, G.R., 128, 139
- Lyutov, L., 173, 376
- Madureira Filho, J.B., 173
- Mahabaleswar, B., 129
- Makovicky, E., 409
- Malezieux, J.M., 413
- Malinovskaya, E.K., 276
- Malinovsky, Yu.A., 180

Malov, V.S., 66
 Mandarino, J.A., 26
 Mänkov, S., 415
 Maresch, W.V., 435
 Marinov, M., 220
 Markov, L., 266
 Marshukova, N.K., 181
 Martovitsky, V.P., 221, 236
 Maryin, A.A., 240
 Matanova, M., 150
 Matsubara, S., 125
 Matviyenko, E.N., 187
 Maurel, G., 399
 Medina, J.A., 274
 Melios, Cr.Bl., 216
 Mellini, M., 373
 Merigoux, H., 305
 Merlino, S., 373
 Minčeva-Stefanova, J., 27, 70
 Mirtov, Yu.V., 446
 Mitra, S., 352, 374
 Mitrjaeva, N.M., 416
 Moelo, Y., 71
 Möller, R., 306
 Monchoux, P., 176
 Moore, P.B., 28
 Morette, Y., 140
 Morimoto, N., 381, 444
 Mottana, A., 130

 Nachev, I., 144
 Nakhla, F.M., 182, 418
 Neiva, A.M.R., 131
 Nekrasov, I.Ja., 183
 Nekrasova, R.A., 183
 Nenov, D., 231, 232

 Newton, M.D., 358
 Nickel, E.H., 184
 Nogues-Carulla, J., 308
 Nosik, L.P., 223

 Oba, T., 282
 Oberheuser, G., 356, 362
 Ohashi, Y., 29
 Orekhov, B.A., 344
 Orlov, Yu.L., 221
 Ortega Huertas, M., 132

 Palchik, N.A., 344
 Panagos, A.G., 188
 Parker, S.C., 375
 Paulitsch, P., 365
 Pavelescu, L., 134, 135
 Pavelescu, M., 135
 Pavlov, I., 411
 Pavlovska, A., 231
 Pavlovsky, A.B., 181
 Pellitero, E., 235
 Petchigargov, V.I., 364
 Petrov, I., 361
 Petrov, P.P., 233
 Petrusenko, S., 307
 Piller, H., 405
 Pinet, M., 399
 Piriou, B., 413
 Pocovi, A., 108
 Poirot, J.P., 305
 Pong, T.-Ch., 401
 Ponsolle, L., 234
 Pontiggia, G., 217
 Popescu, Gh. C., 136
 Popov, V.I., 301

- Poulieff, C.N., 376
 Prandl, W., 377
 Preuschoff, M., 283
 Prewitt, C.T., 378
 Price, G.D., 379, 380
 Pring, A., 137
 Prouvost, J., 234
 Punev, L., 179
- Radukič, G., 138
 Rager, H., 361
 Ragozina, T.P., 281
 Rangelov, B., 411
 Raynov, N., 150
 Regnard, J.R., 359, 370
 Reiche, M., 220, 440
 Ribbe, P.H., 128, 139
 Rieder, M., 142
 Robert, J.-L., 23, 140, 141
 Robert, M., 140, 270
 Rodriguez, J., 132
 Rogova, V.P., 66
 Romero, J., 132
 Roux, J., 270
 Ruiz de Almodóvar, G., 116
- Saavedra, J., 235
 Sachanbiński, M., 123
 Saleh, S.A., 182
 Semoilovitch, M.I., 236
 Šanc, I., 142
 Scandale, E., 309
 Scherbachev, D.K., 408
 Schürmann, K., 283
 Seifert, F., 383
 Semenov, E.I., 126
 Senderov, E.E., 364
- Sevely, J., 441
 Shaposhnikov, A.A., 236
 Shcherbakova, M.Ya., 382
 Shen, B., 381
 Shima, H., 73
 Shuriga, T.N., 237
 Sidorenko, G.A., 30
 Simonov, M.A., 185, 187
 Simons, B., 383, 435
 Simpson, P., 419
 Smetannikova, O.G., 363
 Smirnova, N.L., 31
 Smith, G., 369
 Soboleva, L.N., 408
 Sokolova, E.V., 185
 Sokolova, M.N., 66
 Solberg, T.N., 402, 403
 Solntseva, L.S., 112
 Souček, J., 114
 Spiridonov, E.M., 72
 Spitsin, B.V., 236
 Stefsnov, D., 143, 144
 Stepanov, V.I., 32
 Stoynov, S., 384
 Stoyanova, V., 232
 Stoynova, M., 145
 Straschimirov, S., 411
 Stumpfl, E.F., 420
 Sugaki, A., 73, 421
 Sunagawa, I., 238
 Sutherland, F.L., 122
 Sychkova, V.A., 148
- Tagai, T., 385
 Takács, J., 67
 Takeda, H., 146
 Tamada, O., 381

Tarashchan, A.N., 345
Taylor, L.A., 68, 284
Thaer, A., 422, 423
Thauvin, J.-L., 140
Thompson, M., 442
Tkacheva, T.V., 112
Todorova, T., 147
Tokmakchieva, M., 384
Tosson, S., 186
Troneva, N.V., 148
Tscherbakh, O.V., 112
Tsepin, A.I., 66
Tzonev, D., 74

Udovkina, N.G., 148
Umnova, E.G., 112

Varnavas, S.P., 188
Vasant Kumar, I.R., 128
Vaughan, D.J., 386, 403, 410
Velchev, V.N., 75
Velinova, M., 179
Vendrell'Saz, M., 306, 308
Vesselinov, I., 228
Vitov, O.H., 64
Volfinger, M., 23

Weiss, Zd., 387
Weissburg, T., 445

Wengeler, R., 356, 362
Werner, I., 149
Wight, W., 303
Willaime, C., 443
Wyllie, F.J., 271

Xiande, X., 388

Yagi, K., 282
Yakubovich, O.V., 187
Yanakiev, A., 376
Yanev, Y., 150
Yankulov, P.D., 376
Yasuda, M., 444
Yevsikova, N.Z., 239
Yoon, R.H., 401
Yudin, A.N., 240

Zakrzewski, M.A., 424
Zanchl, G., 441
Zanin, Yu.N., 446
Zarei, M., 225
Zarka, A., 309
Zecchini, P., 305
Zefiro, L., 217
Zeman, J., 398
Zhabin, A.C., 241
Zharikov, V.A., 285
Zoltai, T., 389

1870
1871
1872
1873
1874
1875
1876
1877
1878
1879
1880
1881
1882
1883
1884
1885
1886
1887
1888
1889
1890
1891
1892
1893
1894
1895
1896
1897
1898
1899
1900

1870
1871
1872
1873
1874
1875
1876
1877
1878
1879
1880
1881
1882
1883
1884
1885
1886
1887
1888
1889
1890
1891
1892
1893
1894
1895
1896
1897
1898
1899
1900

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Секция 1.	Кристаллохимия, парагенезы и классификация минералов	3
1.1.	Общие проблемы	5
1.2.	Элементы и сульфиды	33
1.3.	Силикаты	77
1.4.	Другие минералы	151
Секция 2.	Морфология и рост кристаллов	189
Секция 3.	Фазовые равновесия /природные и экспериментальные/	243
Секция 4.	Драгоценные камни	287
Симпозиум.	Физика минералов	311
Симпозиум.	Рудная микроскопия	391
Симпозиум.	Применение электронной микроскопии в минералогии	425

C O N T E N T S

Section 1.	Crystal chemistry, parageneses and classification of minerals	3
1.1.	General problems	5
1.2.	Elements and sulphides	33
1.3.	Silicates	77
1.4.	Other minerals	151
Section 2.	Morphology and growth of crystals	189
Section 3.	Phase equilibria /natural and experimental/	243
Section 4.	Gem minerals	287
Symposium.	Physics of minerals	311
Symposium.	Ore microscopy	391
Symposium.	Application of electron microscopy in mineralogy	425

ТРИНАДЕСЕТИ КОНГРЕС НА МЕЖДУНАРОДНАТА
МИНЕРАЛОГИЧЕСКА АСОЦИАЦИЯ

/Резюме/

Варна, 1982

Изд. индекс 3958

Дадена за печат на 29. 7. 1982 г.

Издатни колики 28,75хИздатни колики 26,82х

Формат 60/84/16 Тираж.. 700

Печатни коли 28,75 Изд. коли 26,82

Ведомствено. Без цена

Печатница на Издателство на БАН
1113 София, ул. "Акад. Г. Вончев"

Поръчка №

