Р О С С И Й С К А Я А К А Д Е М И Я Н А У К

Институт геохимии и аналитической химии
им.В.И.Вернадского (ГЕОХИ)

Институт физики Земли им.О.Ю.Шмидта (ИФЗ)

Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии (ИГЕМ)

Институт экспериментальной минералогии (ИЭМ)

Петрофизическая комиссия
Петрографического комитета

ДЕВЯТАЯ МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ

Москва, 7-10 октября 2008 г.

МАТЕРИАЛЫ КОНФЕРЕНЦИИ

Москва
2008

Конференция проводится при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований
(РФФИ)

THE NINTH CONFERENCE

Physical-chemical and petrophysical researches in Earth's sciences

Moscow, 7-10 October 2008

Vernadsky Institute of Geochemistry
and Analitic Chemistry RAS
Kosygin Str. 19,
Moscow, 117975
Tel. (495) 939-70-05

Schmidt's Institute
of Physics of the Earth RAS
B.Gruzinskaya Str. 10,
Moscow, 123810
Tel. (495) 254-89-35

The sponsor of the conference is the Russian Foundation for Basic Research

Organizers: The RAS Institutes:
Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytic Chemistry,
Schmidt's Institute of Physics of the Earth,
Institute of Geology of Ore Deposits,
Institute of Experimental Mineralogy,
Petrophysical Comission of Petrographical Committee of RAS

Организационный комитет

Председатели комитета

Лебедев Евгений Борисович (ГЕОХИ РАН)
Геншафт Юрий Семенович (ИФЗ РАН)
Шмонов Вячеслав Михайлович (ИЭМ РАН)
Жариков Андрей Виленович (ИГЕМ РАН)

Члены комитета

Кусков Олег Львович (ГЕОХИ РАН)
Лобанов Константин Валентинович. (ИГЕМ РАН)
Никитин Анатолий Николаевич (ОИЯИ, «Дубна»)
Салтыковский Артур Яковлевич (ИФЗ РАН)
Кронрод Виктор Александрович (ГЕОХИ РАН)
Персиков Эдуард Сергеевич (ИЭМ РАН)
Колесов Геннадий Михайлович (ГЕОХИ РАН)
Алексеев Виктор Алексеевич (ГЕОХИ РАН, Черноголовка)
Ладыгин Владимир Михайлович (МГУ)
Гриненко Владимир Алексеевич (ГЕОХИ РАН)
Устинов Владимир Иванович (ГЕОХИ РАН)

Консультативный комитет

Кадик А.А. (ГЕОХИ РАН)
Пэк А. А. (ИГЕМ РАН)
Литвин Ю.А. (ИЭМ РАН)
Павленкова Н.Т. (ИФЗ РАН)
Горбацевич Ф.Ф. (ГИ КФ РАН)
Керн Х. Кильский университет, Германия

Материалы опубликованы в Электронном научно-информационном журнале «Вестник Отделения наук о Земле РАН»
ISSN 1819-6586

Содержание

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЗАРЯДА СВЕРХТЯЖЕЛЫХ (Z>50) ЯДЕР КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧЕЙ ПУТЕМ ИЗМЕРЕНИЯ ТРАВИМОЙ ДЛИНЫ И СКОРОСТИ ТРАВЛЕНИЯ ТРЕКОВ В ОЛИВИНЕ ИЗ МЕТЕОРИТОВ
Александров А.Б., Багуля А.В., Владимиров М.С., Гончарова Л.А., Ивлиев А.И., Калинина Г.В., Кашкаров Л.Л., Коновалова Н.С., Окатьева Н.М., Полухина Н.Г., Русецкий А.С., Старков Н.И., Царев В.А. …… 13

КИНЕТИКА И МЕХАНИЗМ ОСАЖДЕНИЯ КРЕМНЕЗЕМА ИЗ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ
Алексеев В.А., Медведева Л.С. …… 18

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ АДАКИТОВОГО РАСПЛАВА С ФОРСТЕРИТОМ ПРИ P-T УСЛОВИЯХ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ
Алексеева О.С, Перчук А.Л. …… 23

НОВАЯ МОДЕЛЬ КОРЫ ДЛЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ АЗИИ, ИНТЕРПРЕТАЦИЯ НОВЫХ ДАННЫХ И МЕХАНИЗМЫ ЕЕ ОБРАЗОВАНИЯ
Баранов А.А. …… 27

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЩЕЛОЧЕЙ МЕЖДУ СМЕШИВАЮЩИМИСЯ РАСПЛАВАМИ
Борисов А.А. …… 31

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЗОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ
Бретштейн Ю. С. …… 34

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА И АРГОНА В МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТАХ САУДОВСКОЙ АРАВИИ
Буйкин А.И., Устинов В.И., Игнатьев А.В., Веливетская Т.А., Гриненко В.А., Невинный Ю.А. …… 37

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЯЗКОСТИ ЗЕМНОГО ЯДРА ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ
Бурмин В.Ю. …… 41

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ФАЗОВЫХ РАВНОВЕСИЙ В СИСТЕМЕ ФОРСТЕРИТ-ДИОПСИД-ЖАДЕИТ ПРИ 7.0 ГПА.
Бутвина В.Г., Литвин Ю.А. …… 46

ДЕФОРМАЦИИ И АКУСТИЧЕСКАЯ ЭМИССИЯ В МОНО- И ПОЛИКРИСТАЛЛИЧЕСКОМ КВАРЦЕ ПРИ ТЕМПЕРАТУРАХ 20-600°С И ОДНООСНЫХ НАГРУЗКАХ ДО 120 МПА
Васин Р.Н., Никитин А.Н., Локаичек Т. …… **53**

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ПРОЕКТЕ ЭЛЕКТРОННАЯ ЗЕМЛЯ»
Веселовский А.В., Платэ А.Н. …… **54**

МАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕКТИТОВ
Воловецкий М.В., Гендлер Т.С., Луканин О.А. …… **58**

ТЕРМОДИНАМИКА РАВНОВЕСИЯ $PdSe_2/Pd_{17}Se_{15}$, ОПРЕДЕЛЕННАЯ ЭДС-МЕТОДОМ
Воронин М.В., Горбачев П.Н.[2], Осадчий Е.Г. …… **61**

СРАВНЕНИЕ ДАННЫХ ЭДС ИЗМЕРЕНИЙ В СИСТЕМЕ Ag-Sb
Воронин М.В., Осадчий Е.Г. …… **64**

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТАНДАРТНОЙ ЭНЕРГИИ ОБРАЗОВАНИЯ СТЕФАНИТА (Ag_5SbS_4) МЕТОДОМ ЭДС
Воронин М.В., Осадчий Е.Г. …… **66**

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РАВНОВЕСИЯ МОНО– И ДИСЕЛЕНИДА ЖЕЛЕЗА ПРИ 421–690 K И 1 АТМ
Воронин В. М., Чареев, Д.А., Осадчий Е.Г. …… **68**

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО НАМАГНИЧИВАНИЯ ПРИ ФАЗОВЫХ ПРЕВРАЩЕНИЯХ ПРИРОДНОГО Г-FEOOH В ИЗОТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ
Гапеев А.К., Грибов С.К. …… **71**

ПЕТРОГЕНЕЗИС МАГМАТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ГАРЦА И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АРМЕНИИ В СВЯЗИ С ЭВОЛЮЦИЕЙ БАЗАЛЬТОИДНЫХ СЕРИЙ
Геворкян Р.Г., Клиш И. …… **76**

АСТРОГЕОЛОГИЯ – МИФ ИЛИ РЕАЛЬНОСТЬ?
Геншафт Ю.С. …… **83**

ОСОБЕННОСТИ ПРИМЕСНОГО СОСТАВА ХРОМОВОЙ ШПИНЕЛИ И ТИТАНОМАГНЕТИТА
Геншафт Ю.С., Цельмович В.А., Гапеев А.К, Белый В.Ф. …… **87**

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ПОСТРОЕНИИ ОБЪЕМНЫХ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ СТРОЕНИЯ УНИКАЛЬНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА
Глазнев В.Н., Жирова А.М. …… **94**

ОБРАЗОВАНИЕ КАЛИЙ-СОДЕРЖАЩИХ КЛИНОПИРОКСЕНОВ ПРИ ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТНОМ МЕТАСОМАТОЗЕ И ПЛАВЛЕНИИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ (ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ)
Горбачев Н.С., Султанов Д.М. …… **99**

ОЦЕНКА УСЛОВИЙ ПОДЪЁМА ДИАПИРОВ В ЛИТОСФЕРЕ НА ОСНОВЕ ЧИСЛЕННОГО ЭКСПЕРИМЕНТА
Гунин В.И. …… **100**

ВЛИЯНИЕ ПРОЦЕССОВ МАГМАТИЧЕСКОЙ ДЕГАЗАЦИИ НА ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ МЕТАЛЛОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАГМАТО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ГЕНЕЗИСА
Дернов-Пегарев В. Ф. …… **105**

РАДИАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАКСИМАЛЬНЫХ ТЕМПЕРАТУР В ПРОТОПЛАНЕТНОМ ДИСКЕ ПО КОСМОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ
Дорофеева В.А. …… **107**

КРИТЕРИИ ВЫБОРА БЛАГОПРИЯТНЫХ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ ДЛЯ ЗАХОРОНЕНИЯ ПРОМСТОКОВ В КРИОЛИТОЗОНЕ
Дроздов А.В. …… **115**

МАНТИЙНАЯ КОНВЕКЦИЯ И ФАЗОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ
Евсеев А.Н. …… **120**

ТРАНСПОРТНЫЕ, УПРУГИЕ СВОЙСТВА И АНИЗОТРОПИЯ ПОРОД КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ (ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ)
Жариков А.В., Лобанов К.В., Керн Х., Витовтова В.М. …… **124**

ТРАНСПОРТНЫЕ СВОЙСТВА ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОРОД СТРЕЛЬЦОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)
Жариков А.В., Шмонов В.М., Бурмистров А.А., Алешин А.П. …… **128**

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОБСТВЕННОЙ ЛЕТУЧЕСТИ КИСЛОРОДА БАЗАЛЬТОВ И ОЛИВИНОВ КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА
Жаркова Е.В., Кадик А.А. …… 132
К ВОПРОСУ О ГЕОХИМИЧЕСКОМ РАВНОВЕСИИ В ЭЛЮВИАЛЬНЫХ КАОЛИНИТАХ
Зыкин Н.Н., Наседкин В.В., Богатырёв Б.А. …… 135

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ СОЗДАНИИ СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫХ ОБЪЕМНЫХ ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ РУДНЫХ РАЙОНОВ(НА ПРИМЕРЕ ВОЗНЕСЕНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА, ПРИМОРЬЕ)
Иволга Е.Г. …… 140

ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ И СЕВЕРО-ВОСТОКА КИТАЯ
Иволга Е.Г., Гурович В.Г., Малышев Ю.Ф. Романовский Н.П. …… 145

СТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СОЛЕЙ ПИРИДИНА В ШИРОКОМ ДИАПАЗОНЕ ДАВЛЕНИЙ И ТЕМПЕРАТУР
Кичанов С.Е., Козленко Д.П., Вонсицки Я.В., Наврочик В., Чарнецки П., Савенко Б.Н., Погорелый Д.К., Подурец К.М., Лате К. …… 148

АКУСТОПОЛЯРИЗАЦИОННЫЙ МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ УПРУГО-АНИЗОТРОПНЫХ СРЕД
Ковалевский М.В., Горбацевич Ф.Ф. …… 152

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ИЗОТОПНОЙ И ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ МАНТИИ ЗЕМЛИ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ, МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ
Коваленко Д.В. …… 157

ЛЕЙКОКРАТОВЫЕ МИНЕРАЛЫ ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА (СОСТАВ, СВОЙСТВА, УСЛОВИЯ МИНЕРАЛОГЕНЕЗА)
Ковальский А.М., Сук Н.И., Н.И. Котельников Н.И., Ковальская Т.Н. … 161

О ПОГРЕШНОСТЯХ АНАЛИЗА ОБРАЗЦОВ МАЛОЙ МАССЫ
Колесов Г.М., Люль А.Ю. …… 164

ОСОБЕННОСТИ АНАЛИЗА МИКРООБЪЕКТОВ
КолесовГ.М., Люль А.Ю. …… 166

^{40}Ar-^{39}Ar ДАТИРОВАНИЕ НОВОГО ЭВКРИТА DHOFAR 1439: ВЫЯВЛЕНИЕ НЕДАВНЕГО УДАРНОГО СОБЫТИЯ НА РОДИТЕЛЬСКОМ ТЕЛЕ ЭВКРИТОВ
Корочанцева Е..В., Буйкин А.И., Лоренц К.А., Корочанцев А.В., Trieloff M. …… 167

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОСТАВА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ
Кронрод В.А., Кусков О.Л. …… 170

ЛЕДЯНОЙ НЕДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЙ СПУТНИК ЮПИТЕРА КАЛЛИСТО
Кронрод В.А., Макалкин А.Б., Кусков О.Л. …… 175

ИССЛЕДОВАНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ УГЛЕВОДОРОДНЫХ СМЕСЕЙ МЕТОДОМ СТАТИЧЕСКОГО И ДИНАМИЧЕСКОГО РАССЕЯНИЯ СВЕТА
Курьяков В.Н., Городецкий Е.Е., Дешабо В.А., Косов В.И., Юдин Д.И., Юдин И.К. …… 179

ИЗМЕРЕНИЕ ВЯЗКОСТИ ЖИДКИХ УГЛЕВОДОРОДОВ МЕТОДОМ ДИНАМИЧЕСКОГО РАССЕЯНИЯ СВЕТА
Курьяков В.Н., Коротовских В.А. …… 181

СОВМЕСТНОЕ ОБРАЩЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ В ПРОФИЛИ ТЕМПЕРАТУРЫ В МАНТИИ ЛУНЫ
Кусков О.Л., Кронрод В.А. …… 182

СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ МАГНИТНОЙ И НЕМАГНИТНОЙ ФРАКЦИЙ ИЗ ЭНСТАТИТОВОГО ХОНДРИТА ATLANTA EL6
Лаврентьева З.А., Люль А.Ю., Колесов Г.М. …… 186

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВУЛКАНИТОВ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ (КАМЧАТКА) И ИХ ЗАВИСИМОСТЬ ОТ ГЕНЕЗИСА
Ладыгин В.М., Фролова Ю.В., Гирина О.А., Блюмкина М.Е. …… 192

ВЛИЯНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ НА ДВИЖЕНИЕ РАСПЛАВЛЕННЫХ ЖЕЛЕЗОСУЛЬФИДНЫХ ФАЗ
Лебедев Е.Б …… 197

ВЛИЯНИЕ ПРИМЕСНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ НА СВОЙСТВА ЖИДКИХ МЕТАЛЛОВ
Лебедев Е.Б., Кравчук И.Ф. …… 200

СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ
Лобанов К.В. **203**

СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЛОКАДИЗАЦИИ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕЧЕНГСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ
Лобанов К.В. **208**

О ПОГРЕШНОСТЯХ АНАЛИЗА ОБРАЗЦОВ МАЛОЙ МАССЫ
Люль А.Ю. Колесов Г.М. **214**

ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОСАЖДЕНИЯ РАДИОКОЛЛОИДОВ ИЗ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ
Мальковский В.И. **216**

ИССЛЕДОВАНИЕ ПСЕВДОКОЛЛОИДОВ ИЗ ПРОБ ПОДЗЕМНЫХ ВОД, ОТОБРАННЫХ В РАЙОНЕ ОЗЕРА КАРАЧАЙ
Мальковский В.И., Диков Ю.П., Черток М.Б., Булеев М.И., Керзин А.Л., Фудживара К. **221**

МОДЕЛЬ ПРОЦЕССА ДОБЫЧИ УРАНА МЕТОДОМ ПОДЗЕМНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ
Мальковский В.И., Черток М.Б., Михайловская Е.Ю. **226**

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ОКТЯБРЬСКОЙ КУПОЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ И ЕГО МЕТАЛЛОГЕНИИ
Манилов Ю.Ф. **231**

ИССЛЕДОВАНИЕ СКОРОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН В ОБРАЗЦАХ КЕРНА СКВАЖИНЫ «ЕНИСЕЙСКАЯ» НИЖНЕКАНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА
Насимов Р.М., Петров В.А., Полуэктов В.В., Хаммер Й. **235**

КВАЗИПРОДОЛЬНЫЕ И КВАЗИПОПЕРЕЧНЫЕ УПРУГИЕ ВОЛНЫ В ТЕКСТУРИРОВАННЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ
Никитин А.Н, Иванкина Т.И., Игнатович В.К. **237**

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА БАЗАЛЬТОВ В УСЛОВИЯХ ОДНООСНОЙ ДЕФОРМАЦИИ С НАЛОЖЕНИЕМ МОДУЛИРУЮЩЕГО ВОЗДЕЙСТВИЯ
Патонин А.В. **239**

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЗАИМОСВЯЗИ ДИНАМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ: ВЯЗКОСТИ МАГМ И ДИФФУЗИИ ВОДЫ В НИХ ПРИ Т, Р – ПАРАМЕТРАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ
Персиков Э. С., Бухтияров П.Г. 242
ЭТАПЫ ФЛЮИДОПРОНИЦАЕМОСТИ РАЗЛОМНЫХ ЗОН УРТУЙСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА, ЮВ ЗАБАЙКАЛЬЕ
Петров В.А., Полуэктов В.В., Щукин С.И., Леспинас М., Хаммер Й., Насимов Р.М. 248

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАВИСИМОСТИ ВЕЛИЧИНЫ КОНЦЕНТРАЦИОННЫХ МАГНИТНЫХ ПАРАМЕТРОВ (k, Is, In) ОТ СТЕПЕНИ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ В ОКЕАНИЧЕСКИХ И АЛЬПИНОТИПНЫХ ПЕРИДОТИТАХ
Попов К.В., Щербаков В.П., Базылев Б.А. 253

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ВЕРХНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ КОСТЁНКИ-1
Поспелова Г.А., Аникович М.В., Цельмович В.А., Водовозов В.Ю., Дудин А.Е. 257
ИССЛЕДОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ КИСЛОГО РАСПЛАВА С ХЛОРИДНО-ФТОРИДНЫМ ФЛЮИДОМ В УСЛОВИЯХ ГЕТЕРОГЕНИЗАЦИИ ФЛЮИДА
Редькин А.Ф., Бородулин Г.П. 262

К ВОПРОСУ О СООТНОШЕНИИ РАЗНОВАЛЕНТНЫХ ФОРМ ВОЛЬФРАМА В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ
Редькин А.Ф., Костромин Н.П. 268

АМФИБОЛ КАК ПОТЕНЦИАЛЬНЫЙ ОКСИБАРОМЕТР: ДАННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТА С АНДЕЗИТОМ ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ
Салова Т.П., Симакин А.Г., Бабанский А.Д. 271

О ВОЗМОЖНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ ПЕТРОМАГНИТНЫХ СВОЙСТВ БАЗАЛЬТОВ ПРИ ОДНООСНОМ СЖАТИИ
Салтыковский А.Я, Патонин А.В, Виноградов Ю. К. 274

ЗНАЧЕНИЕ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В РЕШЕНИИ ПРАКТИЧЕСКИХ ЗАДАЧ
Сим Л.А., Корчемагин В.А., Рапопорт А.Б. 279

ПОСТРОЕНИЕ КЛАСТЕРНЫХ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ И ПРОГНОЗ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ СТРУКТУР
Спичак В.В., Безрук И.А., Попова И.В. 284

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРЯМОГО ДУГОВОГО АТОМНО-ЭМИССИОННОГО МЕТОДА С ПЗС - СИСТЕМОЙ РЕГИСТРАЦИИ СПЕКТРОВ В АНАЛИЗЕ УНИКАЛЬНЫХ ОБЪЕКТОВ И МАТЕРИАЛОВ
Сукач Ю.С., Савинова Е.Н.,Тюрин Д.А. ., Колесов Г.М. …… **288**

ПРИРОДА МАНТИЙНЫХ ХИМИЧЕСКИХ РЕЗЕРВУАРОВ И ПЛЮМОВ ГОРЯЧИХ ТОЧЕК ЗЕМЛИ
Трубицын В.П. …… **289**

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ПОРОД КЕРНА КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ
Тюремнов В.А. …… **292**

ИЗМЕНЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО РЕГИОНА И ЕГО ОКРАИН В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ВОЗРАСТА
Тюремнов В.А., Осипенко Л.Г. …… **297**

К ПРОИСХОЖДЕНИЮ АНОМАЛЬНОГО Xe-HL В НАНОАЛМАЗЕ МЕТЕОРИТОВ
Устинова Г. К. …… **302**

ГЛАВНЫЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ХАРАКТЕР ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ВУЛКАНИТОВ ПРИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ПРОЦЕССЕ
Фролова Ю.В., Ладыгин В.М. …… **307**

ЧИСЛЕННЫЕ МОДЕЛИ СУБДУКЦИИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ С БАЗАЛЬТОВЫМИ ПЛАТО И ОСАДКОВ И ИХ ДАЛЬНЕЙШАЯ СУДЬБА В МАНТИИ
Харыбин Е.В., Баранов А.А. …… **313**

НАНОПУЗЫРЬКИ НА ПОВЕРХНОСТИ ГИДРООКИСЛОВ ЖЕЛЕЗА
Цельмович В.А. …… **318**

Ni_3S – НОВАЯ ФАЗА ВЫСОКОГО ДАВЛЕНИЯ
Чареев Д. А., Курносов А.В., Дубровинский Л., Нарыгина О., Гавриленко П., Заречная Е., Дубровинская Н., Литвин Ю.А., Осадчий Е.Г. …… **320**

АНАЛИЗ СТРОЕНИЯ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ДИАГРАММ КАК ИНДИКАТОРОВ ДЛЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ПЕЧЕНГСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Чижова И.А., Лобанов К.В. …… **324**

"**С**ОВМЕЩЕННАЯ ДИАГРАММА" – НОВОЕ ФИЗИЧЕСКОЕ СВОЙСТВО
Чураков В.Н. …… **329**

УСТОЙЧИВОСТЬ "СОВМЕЩЕННЫХ" ДИАГРАММ К ВНЕШНИМ ВОЗДЕЙСТВИЯМ
Чураков В.Н. …… **331**

НЕОБРАТИМОЕ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ПЛАНЕТ ЗЕМНОЙ ГРУППЫ
Шарков Е.В., Богатиков О.А. …… **335**

ЗНАЧЕНИЕ МАНТИЙНОЙ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ УЛЬТРАБАЗИТОВ ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ
Юркова Р.М., Воронин Б.И. …… **340**

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КОНДЕНСАТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НА ЛУНЕ И В ЭКСПЕРИМЕНТЕ ПО ИСПАРЕНИЮ И КОНДЕНСАЦИИ ХОНДРИТА MURCHISON
Яковлев О. И., Герасимов М. В., Диков Ю. П. …… **346**

ELASTIC WAVE VELOCITIES, CHEMISTRY AND MODAL MINERALOGY OF CRUSTAL ROCKS SAMPLED BY THE OUTOKUMPU SCIENTIFIC DRILL HOLE: EVIDENCE FROM LAB MEASUREMENTS AND MODELING
Kern H., Mengel K., Strauss K.W., Ivankina T.I., Nikitin A.N., Kukkonen I.T. .. **349**

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЗАРЯДА СВЕРХТЯЖЕЛЫХ (Z>50) ЯДЕР КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧЕЙ ПУТЕМ ИЗМЕРЕНИЯ ТРАВИМОЙ ДЛИНЫ И СКОРОСТИ ТРАВЛЕНИЯ ТРЕКОВ В ОЛИВИНЕ ИЗ МЕТЕОРИТОВ

Александров А.Б.[1], Багуля А.В.[1], Владимиров М.С.[1], Гончарова Л.А.[1], Ивлиев А.И.[2], Калинина Г.В.[2], Кашкаров Л.Л.[2], Коновалова Н.С.[1], Окатьева Н.М.[1], Полухина Н.Г.[1], Русецкий А.С.[1], Старков Н.И.[1], Царев В.А.[1]
[1]Физический институт им. П.Н. Лебедева РАН (ФИАН) poluhina@sci.lebedev.ru
[2]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ) cosmo@geokhi.ru; ugeochem@geochem.home.chg.ru

МETHOD OF THE SUPER-HEAVY (Z>50) NUCLEI CHARGE DETERMINATION ON BASE OF THE TRACK LENGTH AND THE TRACK ETCHING RATE IN THE METEORITE OLIVINE MEASURING

Изучение химического состава галактических космических лучей является одной из актуальных задач космохимии, что обусловлено как исследованием элементного состава источника, так и изучением ядерных процессов, сопровождающих прохождение высокоэнергичных ядер в межзвездной среде (Ginzburg, Syrovatskii, 1964). Исследования, проводимые в настоящей работе в рамках проекта ОЛИМПИЯ (Ginzburg et al., 2004), направлены на поиск и идентификацию заряда ядер тяжелых (VVH)- и сверхтяжелых (SH)- элементов галактического космического излучения с помощью трекового метода (Fleischer, Price, and Walker, 1975).

В данном сообщении приводятся результаты экспериментальной разработки нового метода определения заряда высокоэнергетичных ядер сверхтяжелых элементов (Z>50), входящих в состав галактических космических лучей.

Методика основана на: (1) одновременном измерении травимой длины (L) и скорости (V_{TR}) травления треков, травимых в кристаллах оливина из метеоритов в течение определенных интервалов времени, а также (2) на том, что величина скорости травления оливина вдоль следа торможения заряженной частицы в зависимости от энергии последней существенно изменяется при переходе от основной, цилиндрической зоны (скорость $(V_{TR})_B$) к узкой, конусообразной зоне формирования трека (скорость $(V_{TR})_C$). При этом, соотношение скоростей травления трека в этих зонах составляет $(V_{TR})_B/(V_{TR})_C>10$.

В связи с этим, путем экспериментального исследования как геометрической формы травимых треков, наблюдаемых в оптический микроскоп при ~1000-кратном увеличении в виде “шприца” (см. рис.1), так и скорости удаления вещества из зоны торможения с образованием пустотелого цилиндра – трека, оказывается возможным проведение достаточно точного определения заряда образующих эти треки ядер. Измерения геометрических параметров треков проводилось на высокоточном, полностью автоматизированном комплексе ПАВИКОМ (Feinberg et al., 2004).

Исследования проводились с кристаллами оливина из палласита Марьялахти. Возраст космического облучения этого метеорита равен ~175 млн. лет, что позволило накопить в кристаллах оливина достаточно высокую плотность треков даже от таких сравнительно мало распространенных ядер, как ядра с зарядом Z>50: В зернах оливина, расположенных на глубине около 5-6 см от доатмосферной поверхности метеороида, наблюдается до ~10^2 – 10^3 таких (с травимой длиной L>100 мкм) треков, приходящихся на 1 $см^2$ травимой поверхности кристаллов. Это дает возможность проводить измерения динамических характеристик травления треков для статистически представительного их числа в процессе последовательного, ступенчатого во времени, процесса травления.

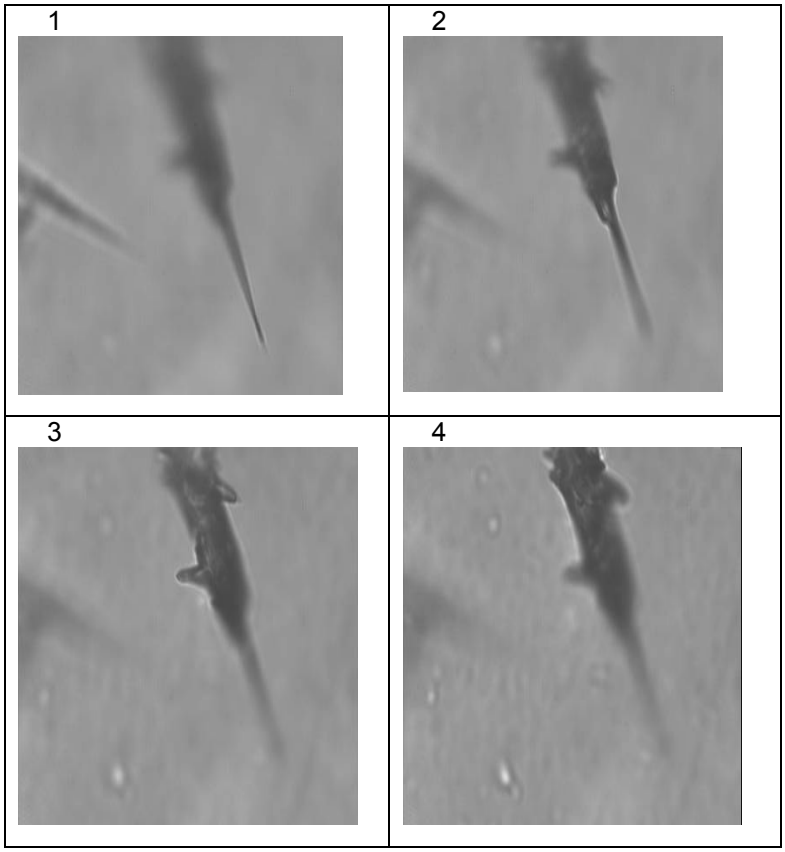


Рис.1. Микрофотографии трека, образованного ядром с Z>50 в кристалле оливина из палласита Марьялахти. Показаны четыре последовательные изображения одного трека, наблюдаемого на установке ПАВИКОМ от

поверхности кристалла до глубины ~ 50 мкм. Размер каждого снимка ~ 100×120 мкм.

Химическое травление кристаллов оливина, средний размер зерен которых составляет 1-2 мм, запакованных в таблетки из эпоксидной смолы, осуществлялся в модернизированном (Perelygin et al., 1994) WN растворе с добавлением NaOH до pH = 8.6 ± 0.1. Травление проводилось в герметически закрытом стальном сосуде с внутренним тефлоновым покрытием при температуре 110±1^{O}C. Интервалы времени травления подбирались, исходя из времени (~ 4 час) травления полной длины (R=15 мкм) треков от ядер VH-группы с зарядом 23<Z<28 и времени (~ 8 час) травления полной длины (R=50 – 70 мкм) треков от ядер VVH-группы (30<Z<40). Таким образом, для обнаружения на поверхности травления кристаллов треков, относящихся к ядрам с Z≥50, для которых R≥100 мкм, было проведено травление в три последовательных этапа: I - 12час, II - +12 час и III - +24 час.

Результаты измерения наблюдаемых длин (L) треков и полученные величины скоростей травления (V_{TR}) каждого из анализируемых 30-ти треков, приведены в таблице.

Исходя из данных калибровочных экспериментов (Александров и др., 2008) по результатам, приведенным в таблице, были определены заряды ядер. Существенным при этом является возможность сопоставления величин Z, оцениваемой по величинам L и V_{TR} , измеренным на каждом из этих этапов травления треков. Показано, что все изученные таким образом треки подразделяются, по крайней мере, на три группы: 1-я – когда Z остается в пределах ±1 постоянной величиной, 2-я – для случаев, когда Z - возрастает и 3-я – когда Z – уменьшается см. примеры на рис. 2).

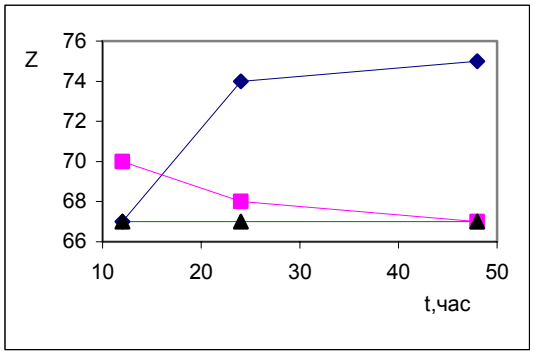


Рис. 2. Изменение величины заряда ядер, образующих треки, параметры которых (L и V_{TR}) определялись при последовательном травлении в течение 12 – 48 часов.

Таблица. Травимая длина (L) и скорость травления (V_{TR}) треков, регистрируемые в кристаллах оливина при их последовательном ступенчатом травлении в течение 12 – 48 час.

Трек (*) №	t_I = 12 час		t_{II} = 12+12 час		t_{III} = 12+12+24 час	
	L	V_{TR}	L	V_{TR}	L	V_{TR}
1	112	9.3	225	9.4	273	5.7
2	135	11.2	163	6.8	174	3.6
3	116	9.7	152	6.3	178	3.7
4	97	8.1	110	4.6	174	3.6
5	103	8.5	173	7.2	180	3.7
6	124	10.4	169	7.0	315	6.6
7	104	8.7	156	6.5	180	3.7
8	130	10.6	211	8.8	285	5.9
9	97	8.1	168	7.0	284	5.9
10	146	12.1	177	7.4	204	4.3
11	132	11	159	6.6	285	5.9
12	156	13	192	8.0	210	4.4
13	99	8.3	178	7.4	264	5.5
14	117	9.7	166	6.9	214	4.5
15	148	12.4	179	7.5	298	6.2
16	125	10.4	198	8.2	249	5.2
17	115	9.5	170	7.1	244	5.1
18	141	11.7	183	7.6	280	5.8
19	140	11.7	170	7.1	193	4.0
20	153	12.7	179	7.5	219	4.6
21	106	8.8	143	6.0	208	4.3
22	131	10.9	160	6.7	183	3.8
23	107	8.9	123	5.1	151	3.2
24	115	9.6	135	5.6	169	3.5
25	122	10.2	144	6.0	128	2.7
26	105	8.8	146	6.1	149	3.1
27	130	10.8	150	6.3	210	4.4
28	146	12.1	163	6.8	201	4.2
29	99	8.2	150	6.3	195	4.1
30	113	9.4	145	6.1	256	5.3
31	158	13.2	177	7.4	235	4.9

(*) Приведены результаты для треков с травимой после 12-ти часов длиной $L \geq 100$ мкм.

Дальнейшее изучение и анализ соотношения величин L и V_{TR} с привлечением диаметра травимого канала треков для ядер элементов с различным зарядом и энергией позволяет проводить идентификацию заряда ядер космических лучей с более высокой точностью.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 06-02-1683.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александров А.Б., Багуля А.В., Владимиров М.С., Гончарова Л.А., Ивлиев А.И., Калинина Г.В., Кашкаров Л.Л., Коновалова Н.С., Окатьева Н.М., Полухина Н.Г., Русецкий А.С., Старков Н.И., Царев В.А. 2008. Калибровочные измерения характеристик треков ядер сверхтяжелых элементов в кристаллах оливина из метеоритов. ПТЭ (в печати).

Feinberg, E.L., Kotelnikov, K.A., Polukhina, N.G. 2004. Completely Automated Measurement Complex (PAVIKOM) for Track-Detector Data Processing. Physics of Particles and Nuclei, 35, 409-423.

Fleischer R.L., Price P.B., and Walker R.M.. 1975. Nuclear. Tracks in Solids. University of California Press, Berkeley.

Ginzburg V.L., Syrovatskii S.I. 1964. The origin of cosmic rays. Pergamon Press.

Ginzburg V.L. 2005. Problems and Horizons of the Search for Tracks of Heavy and Superheavy Nuclei in Olivin Crystals from Meteorites (OLIMPIYA project). Doclady Physics, 50, 283-285.

Perelygin V.P., Petrova R.I., Akopova A.B., Gogoryan M.M. 1994. Optimization of heavy nuclei track etching in olivine crystals from meteorites. Scientific Report of LNR, JINR, 1993-1994 y., 303-304.

In this study the geometry (track-length) and dynamical (track-etch rate) characteristics of chemically etched tracks in the not-annealed olivine crystals from pallasite meteorites are investigated with the aim to identification of galactic cosmic ray heavy and super-heavy nuclei charge. The chosen methodology is based on precise measurements of the nucleus track parameters in the course of chemical etching of the olivine crystals. Parameters of individual tracks are traced and recorded in the course of their step-by-step chemical etching by using a modern high-precision, completely automated system PAVICOM. The emphasis is done on measurements of the next main parameters: the etched during certain time-interval track length (L) and the etching rate (V_{TR}) along the different parts of the base zone formation of tracks. The preliminary experimental results of the nuclei-charge determination, obtained for about 30 tracks, detected and analyzed in the Marjalahti pallasite olivine cryst

КИНЕТИКА И МЕХАНИЗМ ОСАЖДЕНИЯ КРЕМНЕЗЕМА ИЗ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

Алексеев В.А., Медведева Л.С.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ РАН)

alekseyev-v@geokhi.ru

Зависимости скоростей растворения и осаждения кремнезема от степени насыщения раствора обычно описываются одним уравнением, в котором заложен принцип микроскопической обратимости реакций [15, 16, 18]:

$$\frac{\mathrm{d}m}{\mathrm{dt}} = k_d \frac{S}{M}\left(1 - \frac{m}{m_{eq}}\right), \qquad (1)$$

где m и m_{eq} – фактическая и равновесная концентрации кремнезема в растворе (моль/кг), t – время (с), k_d – константа скорости растворения (моль $м^{-2}$ $с^{-1}$), S – площадь поверхности минерала ($м^2$), M – масса воды (кг). Это теоретическое уравнение подтверждено в многочисленных опытах по растворению разных минералов кремнезема [3]. В области пересыщенных растворов экспериментальных кинетических данных слишком мало, чтобы можно было говорить о применимости уравнения (1) для описания кинетики осаждения кремнезема. Более того, некоторые из этих данных существенно расходятся между собой. Например, значения k_d, измеренные в опытах по осаждению кварца и аморфного кремнезема, на порядок ниже значений k_d, измеренных в опытах по их растворению [10, 11].

Важность знания кинетики реакции осаждения кремнезема определяется тем, что эта реакция лежит в основе кварцевого геотермометра, с помощью которого определяется температура геотермального резервуара, расположенного на глубине [18]. Наше моделирование показало, что реакция осаждения кремнезема по уравнению (1) слишком быстра, чтобы кварцевый геотермометр мог показывать реальную температуру [1]. Такое заключение, однако, противоречит природным наблюдениям, которые свидетельствуют о точности кварцевого геотермометра во многих геотермальных системах [8, 17]. Возможное объяснение этого противоречия заключается в том, что осаждение кремнезема происходит медленнее, чем его растворение. Необходимость экспериментальной проверки этого предположения и послужила стимулом для проведения настоящего исследования.

Мы использовали следующие методические особенности, которые обеспечили получение надежных экспериментальных данных. Опыты проводились в золотых и платиновых ампулах, инертное поведение которых гарантировало отсутствие побочных реакций в системе. Затравки кварца очищались от пылевидных частиц, которые искажают кинетику осаждения SiO_2

[2, 7]. Использовались фильтры с малым размером пор (0.03 мкм), что снижало вероятность того, что мелкие частицы кремнезема будут проходить через фильтр и давать дополнительный вклад в анализы раствора. Анализировалось общее содержание растворенного кремнезема и мономерной его формы, что позволяло оценить концентрацию коллоидных частиц кремнезема [7]. Использовались три способа получения исходного пересыщенного раствора кремнезема, которые давали идентичные кинетические результаты.

Для аппроксимации кинетических кривых *m*-t использовалась интегральная форма уравнения (1):

$$t = -\frac{Mm_{eq}}{Sk_d}\ln\left(\frac{1-m/m_{eq}}{1-m_0/m_{eq}}\right), \quad (2)$$

где m_0 – исходная концентрация кремнезема в растворе. Вычислялось такое значение k_d, при котором сумма квадратов относительных отклонений экспериментальных точек от расчетной кривой была минимальной [7].

При 200°C фактическая зависимость *m*-t имеет более сложный характер, чем аппроксимирующая кривая. Это выражается в наличии ступеней, высота которых соответствует растворимости аморфного кремнезема и β-кристобалита (рис. 1). Отсюда следует, что даже на затравки кварца кремнезем осаждается не сразу в виде кварца, а сначала в виде метастабильных фаз кремнезема, которые последовательно сменяют друг друга в соответствии с правилом Оствальда. Эти промежуточные фазы осаждаются не одновременно, а последовательно и в короткие промежутки времени, которые

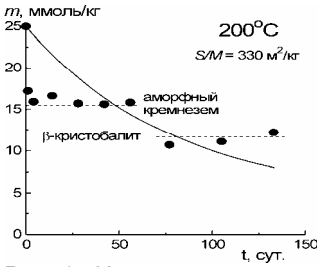


Рис. 1. Изменение во времени концентрации растворенного кремнезема в процессе его осаждения на затравки кварца при 200°C [6]. Значки – эксперимент, линия – расчет по уравнению (2) при $k_d = 2.14\times10^{-12}$ моль м$^{-2}$ с$^{-1}$, S/M = 330 м^2/кг, m_0 = 0.025 и m_{eq} = 0.0042 моль/кг. Пунктирные линии показывают растворимость фаз кремнезема [18].

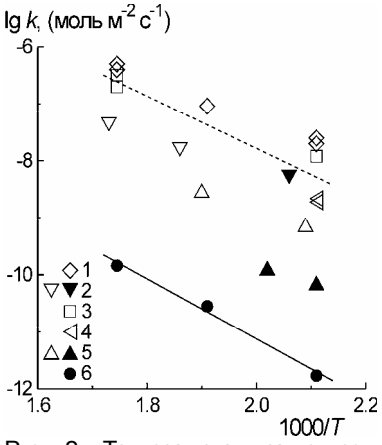


Рис. 2. Температурная зависимость константы скорости растворения кварца [7]. Значки – эксперимент: 1 – [13], 2 – [18], 3 – [9], 4 – [19], 5 – [10], 6 – наши данные. Пустые и залитые значки – опыты по растворению и осаждению кварца. Сплошная и пунктирная линии аппроксимируют наши и ранее опубликованные значения k_d.

разделены длительными индукционными периодами. Именно эти периоды, связанные с зародышеобразованием новых фаз, определяют общую медленную кинетику осаждения кремнезема из раствора.

Подобные ступенчатые кривые получены нами также для 250 и 300°С [7]. Различие форм экспериментальных и теоретических кривых характерно для всех температур. Это различие проявляется вследствие того, что реальный реакционный механизм (образование зародышей фаз SiO_2) отличается от механизма, заложенного в уравнение (1) (присоединение атомов в углах). Кроме того, наши значения k_d на 3 порядка ниже опубликованных данных, полученных в опытах по растворению кварца (рис. 2). Таким образом, уравнение (1) непригодно для описания кинетики осаждения кремнезема, т.е. принцип микроскопической обратимости реакций растворения и осаждения кварца не выполняется. Этот вывод справедлив для условий, далеких от равновесных, когда концентрация SiO_2 в растворе выше растворимости метастабильных фаз кремнезема. Вблизи равновесия кинетика осаждения кварца хорошо описывается уравнением (1), причем с тем же значением k_d, что и кинетика его растворения [14].

До сих пор мы нормировали скорость осаждения кремнезема к единице площади поверхности затравок кварца. Это общепринятая практика в кинетических исследованиях. Считается, что гетерогенное осаждение минерала (на затравках) энергетически более выгодное, чем гомогенное (в объеме раствора). Тем не менее мы провели 4 серии опытов при 300°С с разными отношениями *S/M*. В серии с максимальным отношением *S/M* концентрация растворенного кремнезема уже через 12 суток понизилась до растворимости кварца (рис. 3). В остальных 3-х сериях она на протяжении 40 суток была практически одинаковой и со временем почти не менялась, оставаясь на уровне растворимости аморфного кремнезема или β-кристобалита Лишь в интервале 40-50 суток концентрация SiO_2 в этих сериях резко понизилась до растворимости кварца (рис. 3). Осаждение SiO_2 при этом было также гетерогенным, но в качестве затравок использовался не кварц, а стенки ампул.

В некоторых длительных опытах без кварца (только с пересыщенным раствором SiO_2) концентрация растворенного кремнезема опускалась ниже растворимости кварца [4]. На этом основании можно было предполагать образование какой-то фазы кремнезема, которая имеет меньшую растворимость, чем кварц. Это предположение противоречит опубликованным экспериментальным данным, согласно которым кварц в этих условиях является стабильным минералом [12]. Чтобы прояснить этот вопрос, было поставлено 2 серии опытов с кварцем и водой: 1) кварц представлен монокристаллом, масса которого обеспечивала многократный избыток кремнезема; 2) кварц представлен дробленой фракцией (10-60 мкм), масса которой обеспечивала лишь 2-х кратный избыток кремнезема относительно растворимости кварца. При 400°С новообразованная фаза кремнезема в этих сериях не обнаружена, а

при 350°С она обнаружена в небольших количествах [5]. Наибольшие ее количества образовались при 300°С в 1-й серии опытов (рис. 4). Эта новая твердая фаза образуется выше мениска раствора в виде почковидных корочек, которые диагностированы как кристобалит-тридимитовый и кристобалитовый опал (ИКС, рентгенография). Опал содержал кристаллики вторичного кварца. Наблюдается тенденция уменьшения концентраций растворенного кремнезема с увеличением времени в обеих сериях опытов. В наиболее длительном опыте 2-й серии (614 сут.) новая твердая фаза представлена только вторичным кварцем, а концентрация растворенного кремнезема равна 0.027 ммоль/кг, что в 370 раз ниже растворимости кварца. Для объяснения этого парадокса мы предлагаем гипотезу, согласно которой и опал, и вторичный кварц образуются выше мениска раствора в результате его испарения. Это значит, что процессы испарения и конденсации раствора в закрытой системе пространственно разобщены. Пленочный перенос раствора выше мениска происходит быстрее, чем диффузия растворенного кремнезема в обратном направлении для выравнивания концентрации кремнезема в испаряющейся пленке раствора и в основном объеме раствора.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 06-05-64110 и 09-05-00544)

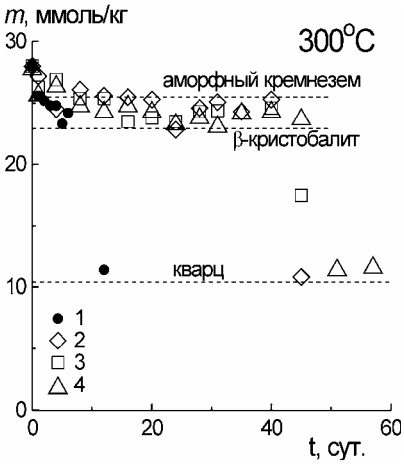


Рис. 3. Изменение во времени концентрации растворенного кремнезема в процессе его осаждения при разных отношениях площади поверхности затравок кварца к массе раствора *S/M* (м^2/кг): 340 (1), 34 (2), 3.4 (3) и 0 (4). Пунктирные линии показывают растворимость фаз кремнезема [18].

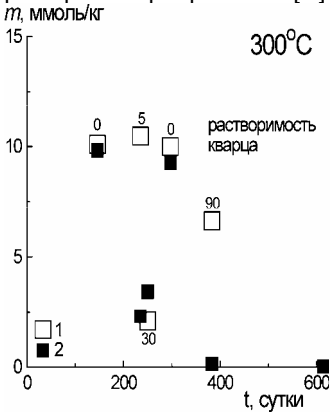


Рис. 4. Изменение во времени концентрации растворенного кремнезема в системе кварц–вода. 1 – опыты с кристаллами кварца (большой избыток кремнезема), 2 – опыты с дробленым кварцем (2-х кратный избыток кремнезема). Числа показывают массу опала (мг), образовавшегося в серии 1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев В.А.* Кинетика и механизмы реакций полевых шпатов с водными растворами. М.: ГЕОС, 2002. 256 с.
2. *Алексеев В.А., Медведева Л.С, Таций Ю.Г.* Геохимия. 2003. № 5. С. 513–521.
3. *Алексеев В.А., Рыженко Б.Н., Шварцев С.Л. и др.* Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода – порода Т. I. Новосибирск, СО РАН, 2005. 244с.
4. *Алексеев В.А., Медведева Л.С., Старшинова Н.П.* Вестник Отделения наук о Земле РАН. 2006. № 1 (24). URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2006/informbul_thesis.pdf
5. *Алексеев В.А., Медведева Л.С., Старшинова Н.П.* Там же. 2007. № 1 (25). URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2007/informbul-1_2007/hydroterm-2.pdf
6. *Алексеев В.А., Медведева Л.С., Старшинова Н.П.* Геохимия. 2008. № 2. С. 203–209.
7. *Алексеев В.А., Медведева Л.С., Старшинова Н.П.* Там же. 2009. (в печати).
8. *Arnorsson S., Gunnlaugsson E., Svarasson H.* Geochim. et Cosmochim. Acta. 1983. V. 47. № 3. P. 567–577.
9. *Berger G., Cadore E., Schott J., Dove P.M.* Ibid. 1994. V. 58. № 2. P. 541–551.
10. *Bird G., Boon J., Stone T.* Chem. Geol. 1986. V. 54. № 1/2. P. 69–80.
11. *Carroll S., Mroczek E., Alai M., Ebert M.* Geochim. et Cosmochim. Acta. 1998. V. 62. № 8. P. 1379–1396.
12. *Dove P.M.* Reviews in Mineralogy. 1995. V. 31. P. 235–290.
13. *Dove P.M., Crerar D.M.* Geochim. et Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. № 4. P. 955–970.
14. *Ganor J., Huston T.J., Walter L.M.* Ibid. 2005. V. 69. № 8. P. 2043–2056.
15. *Helgeson H.C., Murphy W.M., Aagaard P.* Ibid. 1984. V. 48. № 12. P. 2405–2432.
16. *Lasaga A.C.* Reviews in Mineralogy. 1981. V. 8. P. 1–68.
17. *Pope L.A., Hajash A., Popp R.K.* J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1987. V. 31. № 1–2. P. 151–161.
18. *Rimstidt J.D., Barnes H.L.* Geochim. et Cosmochim. Acta. 1980. V. 44. № 11. P. 1683–1699.
19. *Tester J.W., Worley W.G., Robinson B.A., et al.* Ibid. 1994. V. 58. № 11. P. 2407–2420.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ АДАКИТОВОГО РАСПЛАВА С ФОРСТЕРИТОМ ПРИ Р-Т УСЛОВИЯХ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Алексеева О.С[1], **Перчук А.Л.**[1,2]
[1]Институт экспериментальной минералогии (ИЭМ РАН), alexeeva@iem.ac.ru
[2]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН), alp@igem.ru

ADAKITE-FORSTERITE INTERACTION UNDER P-T CONDITIONS OF SUBDUCTION ZONE: EXPERIMENTAL MODELING

Alexeeva O.S.[1], **Perchuk A.L.**[1,2]
[1]IEM RAS, [2]IGEM RAS

Введение

Взаимодействие кора-мантия является основным фактором, контролирующим островодужный вулканизм и сейсмичность в зонах субдукции [1-4]. Во многом это связано с выделением больших объемов водного флюида из погружающейся плиты. Процесс разложения водосодержащих минералов коры и воздействия флюида на породы вышележащей мантии можно исследовать с помощью экспериментов в высокоградиентной зоне установки «цилиндр-поршень» (ЦП). В данной работе приводятся результаты численного моделирования термальной структуры в ячейке высокого давления установки ЦП и приводятся результаты первого пилотного эксперимента.

Экспериментальное моделирование

P-T параметры. Условия эксперимента подбирались в соответствии с термальной структурой в зоне субдукции под Каскадными горами (рис. 1). Согласно модели [5] температура на границе между погружающейся плитой и мантией составляет 750°С при давлении 2.3 ГПа. Чтобы воспроизвести эти условия в эксперименте необходимо: 1) подобрать исходные вещества и 2) установить пропорции исходных веществ в ампуле, ее положение и размер в ячейке высокого давления.

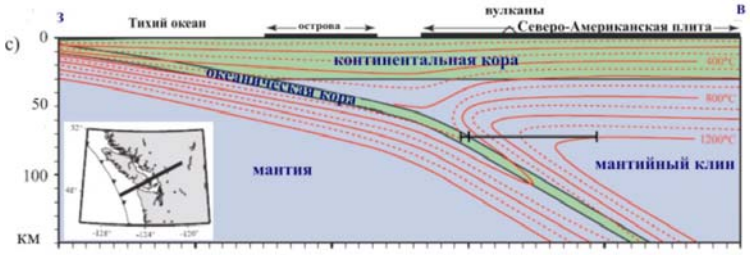


Рис. 1. Термальная структура зоны субдукции, Каскадные горы, США [5] и диапазон Р-Т условий эксперимента.

Исходные вещества. В качестве аналога плиты использовался амфиболит из высокобарного комплекса Большого Кавказа. Модельным

аналогом пород мантии был выбран чистый форстерит из карьера Ахайм, Норвегия.

Термальная структура ячейки высокого давления. Между термальной структурой ячейки и техническими характеристиками установки существуют теплофизические зависимости, которые могут описываться численными моделями. Для расчета термальной структуры ячейки мы использовали математическую модель [6], позволяющую рассчитывать термальную структуру для различных конфигураций ячеек.

Нами моделировалась термальная структура ячейки (рис. 2а) из мягкой керамики диаметром 12.5 мм и длиной 32 мм. Ампула в установке располагается вертикально. Для установления искомого температурного профиля было проведено 27 численных экспериментов по 1 млн. итераций каждый.

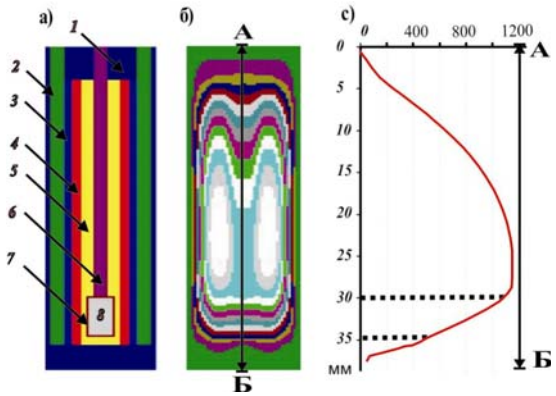


Рис. 2. Результаты численного моделирования термальной структуры ячейки и позиционирования ампулы. (а) Вещественный состав ячейки: 1 - камера; 2 – пирофиллит; 3 – стекло; 4 – графит; 5- мягкая керамика; 6 – термопарная соломка; 7 – ампула; 8 – исходное вещество. (б) Термальная структура ячейки. (с) Термальный профиль по линии А-В рис. 2б.

Изменение профиля достигалось путем варьирования исходных параметров, таких как длина ампулы, позиционирование ее в ячейке и расположение в ней исходных веществ. В результате было показано, что температура 750^{o}C и давление 2.5 ГПа на границе между амфиболитом (аналог коры) и форстеритом (аналог мантии) достигаются при следующих параметрах: размер ампулы - 5 мм; расстояние от нижнего края ячейки до ампулы - 26 мм; слой амфиболита - 1.5 мм. При этом максимальное значение температуры в ампуле соответствует - 1200^{o}C в форстеритовой области, а минимальное - 600^{o}C в амфиболитовой области. При таком позиционировании ячейки

термопара находится в высокотемпературной области, т.е. считывает максимальное значение температуры.

Результаты эксперимента. Первый пилотный эксперимент с расчетными P-T параметрами продолжался в заданном режиме 21 час, но потом был прерван по техническим причинам (перебой электроэнергии в городе). Это привело к некоторому перегреву ампулы. Тем не менее, эксперимент наглядно продемонстрировал процессы взаимодействия корового и мантийного вещества.

На изображении во вторичных электронах (рис. 3) показан срез опытного образца вдоль оси ампулы.

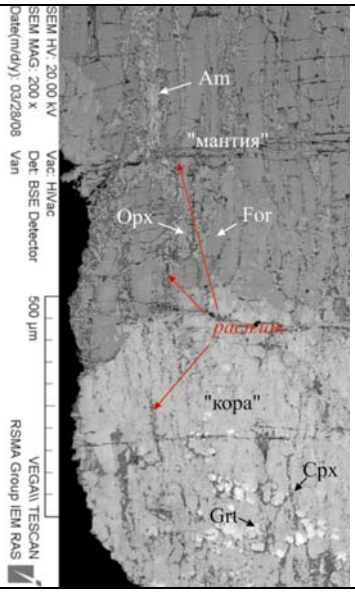


Рис.3. Взаимодействие амфиболита и форстерита в ходе эксперимента. Амфиболит превращается в эклогит; образованный при этом расплав мигрирует в высокотемпературную область, где взаимодействует с форстеритом (For) с образованием ортопироксена (Opx) и амфибола (Am).

В нижней, более холодной, части ампулы (светлая зона) наблюдается реакция разложения амфибола с образованием омфацита и граната. Флюид, образованный в ходе этой реакции дегидратации, привел к снижению солидусной температуры метабазита и его частичному плавлению. Потоки расплава мигрировали вверх – в более горячую область. При взаимодействии расплава с форстеритом образовывались ортопироксен и щелочной амфибол. Морфология кристаллов амфибола (игольчатые кристаллы) позволяет предположить, что это закалочная фаза.

Состав новообразованного граната в эклогите закономерно меняется: ближе к контакту с форстеритом (с повышением температуры) в нем наблюдается значительный рост магнезиальности (на 50 номеров). Химический состав расплава, являющегося по своей сути адакитовым [7], попадает в поле

дацитов повышенной щелочности на диаграмме SiO_2 : (Na_2O+K_2O). При этом в форстеритовой области расплав имеет более низкие содержания SiO_2 и K_2O, но более высокую железистость, чем в метабазитовой части ампулы.

Заключение

В высокоградиентых зонах установки ЦП создаются оптимальные условия для экспериментального изучения взаимодействия кора-мантия в зонах субдукции. Эксперимент с использованием амфиболита и форстерита в качестве аналогов субдуцируюей коры и мантии, соответственно, основанный на численном моделировании термальной структуры ячейки высокого давления установки ЦП показал масштабное разложение амфиболита, следствием которого явилось:

- образование эклогита;
- образование расплава, восходящие потоки которого мигрируют через всю ампулу по восходящему термальному градиенту;
- масштабное преобразование форстеритовой области с образованием ортопироксена и амфибола.

Исследование проводилось при финансовой поддержке гранта РФФИ 06-05-65204.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Peacock S.M.* Fluid process in subduction zones // Science. 1990. 248. P. 329-337.
2. *Sobolev A.V., Chaussidon M.* H2O concentrations in primary melts from island arcs and mid-ocean ridges: implications for H2O storage and recycling in the mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 1996. 137. P. 45–55.
3. *Robert J. Stern.* Subduction zones // Reviews of Geophysics. 2001. 40. P. 3-1 – 3-13.
4. *Schmidt M.W., Poli S.* Petrology of subducted slab // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2002. 30. P.207–235
5. *Hacker B.R., Abers G.A., Peacock S. M.* Subduction zone mineralogy and physical properties: Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? //Journal of Geophysical Research. 2003, VOL. 108, NO. B1, P. 1-26.
6. *Schilling F., Wuender B.* Temperature distribution in piston-cylinder assemblies: Numerical simulations and laboratory experiments // Eur. J. Mineral. 2004. 16. P. 7–14.
7. *Castillo P. R.* An overview of adakite petrogenesis // Chinese Science Bulletin 2006. 51. P. 257—268.

Thermal gradients in piston-cylinder apparatus provide P-T conditions appropriate for modeling of subduction zone environment. We present first experimental data on metamorphic, metasomatic and magmatic processes operated in a single run.

НОВАЯ МОДЕЛЬ КОРЫ ДЛЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ АЗИИ, ИНТЕРПРЕТАЦИЯ НОВЫХ ДАННЫХ И МЕХАНИЗМЫ ЕЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Баранов А.А.
Институт физики Земли РАН Москва (ИФЗ РАН),

fssvalex@mail.ru

NEW 3D CRUSTAL MODEL OF CENTRAL AND SOUTHERN ASIA, INTERPRETATION OF NEW DATA, MECHANISM OF FORMATION

Baranov A.A.
Institute of Physics of the Earth , Russian Academy of Sciences (IPE RAS)

Континентальная кора наиболее неоднородная часть Земли и ее влияние на глубинные структуры может скрывать эффект неоднородностей в мантии. Это обусловлено как различной толщиной коры под континентами, так и ее разными свойствами в разных континентальных регионах. В отличие от океанической коры, толщина которой в основном однородна, толщина континентальной коры меняется от 30 до 75км. При расчетах практически невозможно разделить эффект влияния коры и мантии на потенциальные поля Земли без знания детальной структуры земной коры. Кроме того, гравитационное поле и геоид крайне чувствительны к толщине и свойствам земной коры. Например, крупнейшая отрицательная аномалия гравитационного поля под Индией связана с коллизией плит и сильным утолщением коры до 75км под Тибетом.

Очень сложно минимизировать связь между неоднородностями в коре и верхней мантии в данных сейсмической томографии, которая остается главным инструментом исследований мантии. Таким образом подходящие модели верхней мантии могут быть построены только если эффект коры убран из наблюдаемых геофизических полей заранее. Поэтому при построении таких моделей очень важно убрать эффект коры максимально точно и потом работать только с остаточными мантийными аномалиями.

Авторами построена новая цифровая трехслойная модель коры для Центральной и Южной Азии и окружающих регионов. Было собрано большое число сейсмических данных (см. рис. 1. по регионам): сейсмические профили, станции глубинного зондирования, отраженные, преломленные и поверхностные волны. Все они были интегрированы в единую модель с разрешением 1 на 1 градус. Модель состоит из 3 слоев и 4 цифровых карт: глубины до границы Мохо, и толщин верхней средней и нижней коры.Также построены средние скорости P сейсмических волн для всех трех слоев коры.

Новая модель показывает большие и существенные отличия по сравнению с предыдущими моделями Crust2.0. (Bassin et al., 2000.), и тем более Crust5.1. (Mooney et al., 1998.)

Мы выбрали регион Центральной Азии по причине того, что этот регион является ключевым во многих отношениях, а именно имеет самый большой рельеф и крупнейшую коллизию плит. Этот регион является ключевым в понимании ряда полей Земли.

Новая карта глубин до Мохо показана на рис.2. Во многих местах разница со старой картой очень существенна см. рис 3. и достигает 20км.Например, для Caidam бассейна в Китае новая карта показывает существенно меньшую глубину Мохо чем раньше. Платформа Ordos и бассейн Sihuan показаны с существенно большей точностью. Кроме того, структура скоростей в коре существенно более неоднородна, чем в предыдущей модели. Сильные отличия в структуре коры найдены, например, для небольшого региона на юге Индостана между западной и восточной его частью соответственно.

Новая модель представляет собой начальные данные для численного моделирования глубинных структур путем уточнения влияния коры и верхней мантии.

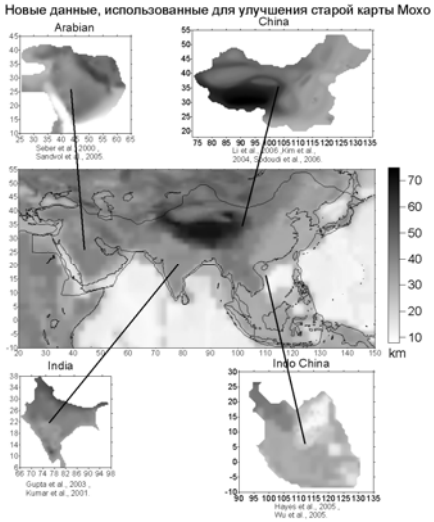


Рис.1. Основные регионы для которых были собраны новые данные.

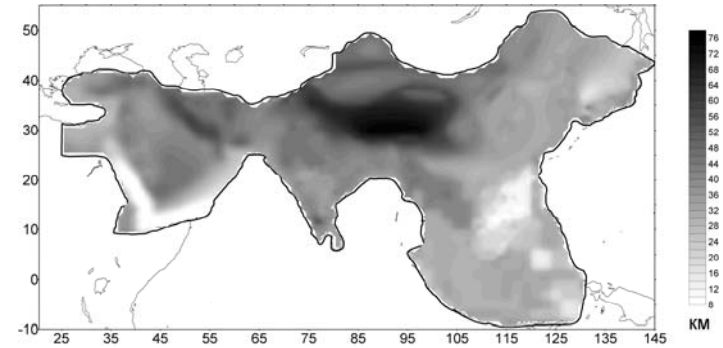


Рис.2 Новая карта глубины до Мохо. Черной линией показаны границы региона.

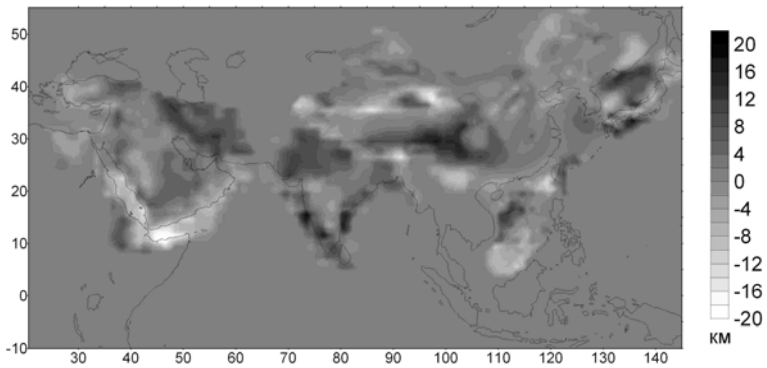


Рис.3. Разница в километрах между старой и новой моделью.(по глубине до Мохо)

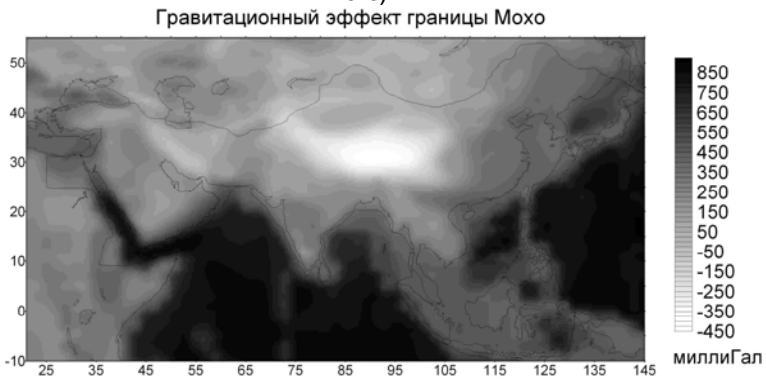


Рис.4. Гравитационный эффект для новой модели коры.

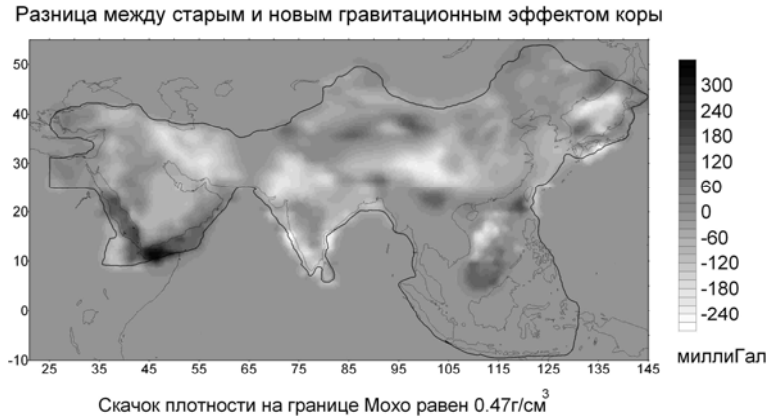


Рис.5.Разница гравитационных полей для старой и новой модели коры.

Существенные отличия в структуре и толщине коры для новой модели привели к большим различиям в гравитационном эффекте коры. На рис.4. показан новый гравитационный эффект коры, а на рис.5. разница гравитационных эффектов коры для старой и новой модели.

Налицо существенное отличие в гравитационном эффекте. Это значит, что остаточные мантийные аномалии также существенно отличаются, что очень важно для дальнейшего построения модели верхней мантии для этого региона. После опубликования данные будут доступны для научного сообщества России в виде карт и таблиц.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Модель коры для Азиатского региона существенно улучшена, что позволяет использовать ее в гравитационном моделировании литосферы и верхней мантии.Эта модель показывает большие отличия от предыдущей модели коры в основном за счет включения новых сейсмических данных за последние годы.

Отличия от предыдущей модели составляют от -18 до 20км в толщине коры, что превышает допустимый уровень ошибок для гравитационного моделирования.

Работа выполнена при поддержке РФФИ 09-05-00296-а, 08-05-00576-а, Программы целевых расходов Президиума РАН «Поддержка молодых ученых» и гранта “Лучшие кандидаты РАН” Фонда содействия отечественной науки.

ЛИТЕРАТУРА

1.Li, S., Mooney, W., D., Fan, J., 2006.Crustal structure of mainland China from deep seismic sounding data.//Tectonophysics 420, 239 –252.

2.Yoo, H., Herrmann, R., Cho, K., Lee, K., 2007.Imaging the Three-Dimensional Crust of the Korean Peninsula by Joint Inversion of Surface-Wave Dispersion and Teleseismic

Receiver Functions.//Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 97, No. 3, pp. 1002–1010.
3.Gupta, S., et al.,2003. The nature of the crust in southern India:
Implications for Precambrian crustal evolution. //GRL vol 30,8,1419-1429.
4.Kumar, R.,Saul, J.,Sarkar, D., Kind, R.,Shukla, A.,2001. Crustal structure of the Indian Shield: New constraints from teleseismic receiver functions.//GRL vol 28,7,1339-1342.
5.Dennis E. Hayes, Susan S. Nissen,2005.The South China sea margins: Implications for rifting contrasts. //Earth and Planetary Science Letters 237,601 – 616.
6. Mohsen, A., Kind, R., Sobolev, S., Weber, M., 2006. Thickness of the lithosphere east of the Dead Sea Transform. //Geophys. J. Int., 167, 845–852.

We present a new crustal model for Central and South Asia. This model will be used as a starting point in the gravity modeling of the lithosphere and upper mantle structure. This model demonstrates large differences with previous compilations, mostly resulting from including recently acquired seismic data. Differences between the old models (e.g. CRUST2.0Bassin et al., 2000) and the new crustal model of Asia reach -18 , +20 km in crustal thickness, which is significantly above the level permissible for gravity modeling.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЩЕЛОЧЕЙ МЕЖДУ СМЕШИВАЮЩИМИСЯ РАСПЛАВАМИ

Борисов А.А.
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН),

aborisov@igem.ru.

AN EXPERIMENTAL STUDY OF ALKALIS PARTITIONING BETWEEN MISCIBLE MELTS

Borisov A.
Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry
Russian Academy of Sciences, Moscow

В недавней работе [1] методом “петля в тигле” нами было проведено экспериментальное изучение распределения натрия и калия между несколькими смешивающимися жидкостями, а в качестве приложения рассмотрены проблемы контаминации/смешения магм. Мы продолжили исследование в этом направлении с тем, чтобы в дополнение к Na и K исследовать и Rb. Дальнейшая экстраполяция экспериментальных данных позволяет оценить поведение всех щелочных металлов при вполне подвижном их поведении в магматических процессах.

Детали экспериментов см. в работах [1, 2]. Если коротко, серия составов с переменным содержанием Al_2O_3 или SiO_2 одновременно насыщалась щелочами из комплексного источника состава 75.9 SiO_2, 5.4 Na_2O, 6.9 K_2O, 11.0 Rb_2O (мас.%).

Показано, что содержание Al_2O_3 слабо влияет на степень насыщения щелочами силикатных расплавов, хотя некоторое обогащение высокоглиноземистых расплавов щелочами, особенно рубидием, очевидно. В то же время содержание SiO_2 существенным образом влияет на растворимость щелочей в силикатных расплавах (Рис. 1).

По содержанию кремнекислоты наши модельные составы DA эквивалентны базальтам, а составы DAS50 – андезитам. Следовательно, распределение щелочей между расплавами DAS50 и DA, полученными в одной серии, характеризует в первом приближении D_i (андезит/базальт). На Рис. 3 показана зависимость lg D_i (DAS50/DA) от ионного радиуса щелочного металла (R). Мы видим, что величина D_i практически не зависит от температуры, но существенным образом возрастает с увеличением R. В соответствие с полученной корреляцией, усредненные коэффициенты распределения щелочей между андезитовым и базальтовым расплавами составляют для Na, K и Rb, соответственно, 1.5, 2.2 и 2.5. Экстраполируя данные для радиуса цезия, мы получаем существенно более высокий коэффициент распределения D_{Cs} = 3.0. С другой стороны, распределение Li между расплавами малоконтрастное, D_{Li} = 1.1.

Таким образом, при вполне подвижном поведении щелочей в мапматическом процессе перераспределение K и Rb может быть особенно существенным, что следует учитывать при рассмотрении замкнутости K/Ar и Rb/Sr изотопных систем.

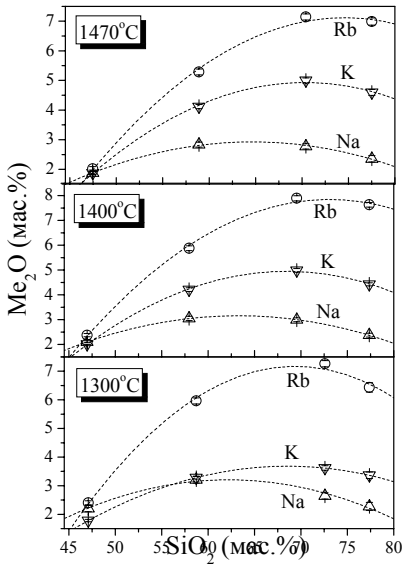


Рис. 1. Влияние содержания SiO_2 в расплавах системы Di-An - SiO_2

на насыщение этих расплавов щелочами из комплексного Rb-K-Na-источника.

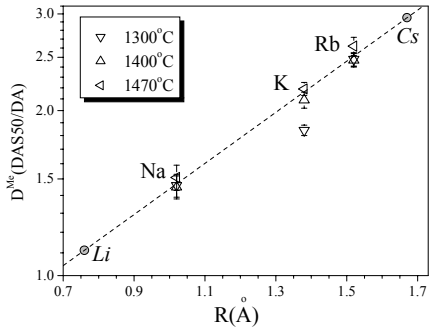


Рис. 2. Зависимость lg D_i (DAS50/DA) от ионного радиуса, R(Å).

ЛИТЕРАТУРА

[1] Борисов А.А. (2008) Экспериментальное исследование распределения K и Na между смешивающимися жидкостями. *Петрология*, т. 16, №6.

[2] Borisov, A, Lahaye, Y., and Palme, H (2006) The effect of sodium on the solubilities of metals in silicate melts. *American Mineralogist*, **91**, 762-771.

We have determined Na, K and Rb partitioning between miscible melts modified with different amount of Al_2O_3 or SiO_2. The experiments were done with crucible supported loop technique at 1300-1470°C at 1 atm total pressure.

It was shown that at given T-fO_2 conditions an addition of silica results in dramatic increase of alkali solubility (especially pronounced for Rb) in silicate melts.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЗОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

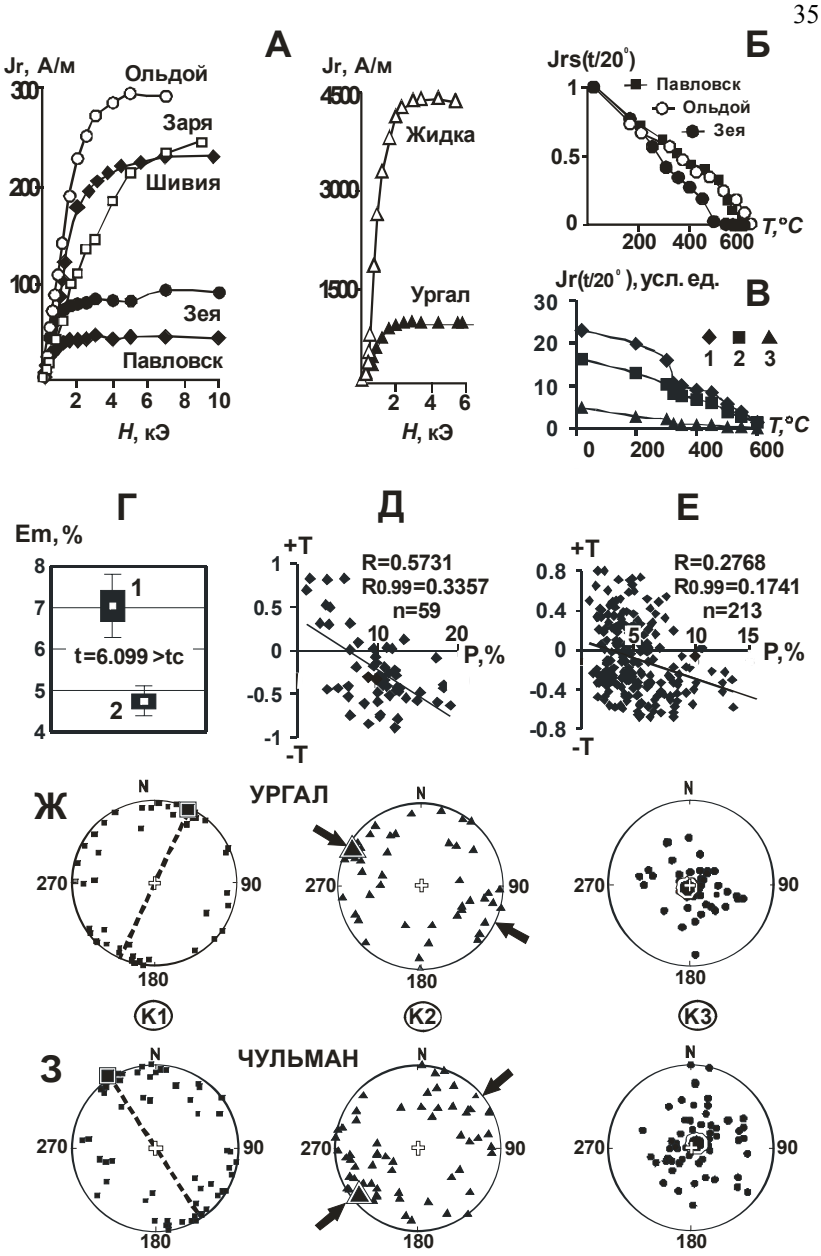
Бретштейн Ю. С.
Институт тектоники и геофизики (ИТиГ ДВО РАН)

yurybr2007@yandex.ru

Проведено сопоставление петрофизических характеристик разнофациальных комплексов терригенных пород прибрежно-морского (ПМ) и озерно-континентального (ОК) генезиса юрского возраста, слагающих наложенные депрессии в пределах Амурской (Восточное Забайкалье, Приамурье) и Сибирской (Южная Якутия) тектонических плит. Изучались естественная остаточная намагниченность, магнитная восприимчивость, величина, полевые и температурные зависимости изотермической нормальной намагниченности J_r (H) и намагниченности насыщения J_{rs}(T). В процессе термомагнитного анализа исследовались носители естественной остаточной намагниченности J_n. Изучалась анизотропия магнитной восприимчивости (AMB) и изотермической остаточной намагниченности (AIRM) пород с целью оценки ее опосредованного влияния на наклонение вектора ChRM и связи с процессами орогенеза.

Установлены носители намагниченности, представленные, преимущественно магнетитом, реже – пирротином аутигенного происхождения, что иллюстрируется на рисунках А – В, где представлены соответственно кривые нормального намагничивания (А), нормированные термокривые размагничивания остаточной намагниченности насыщения (Б) и терморазмагничивания нормальной остаточной изотермической намагниченности (В), созданной в постоянном магнитном поле 10 кЭ (1), 0.05 кЭ (2) и 0.01 кЭ (3).

Выявлены статистически значимые (по критерию Стьюдента) различия в скалярных величинах AMB для ПМ и ОК фаций осадков (рисунок Г). Первые (1), представленные преимущественно флишоидными толщами, отличаются большей средней величиной и дисперсией параметра общей анизотропии Em по сравнению с ОК фациальными разновидностями (2), среди которых преобладают туфогенно-терригенные разности, слагающие более однородные по составу толщи пород. Установлена прямая корреляция между величиной параметра P (ростом анизотропии) и переходом от слоистого типа анизотропии (+T) к линейному (-T), что отражает рост AMB с общим увеличением динамических нагрузок при орогенезе, на которые (судя по коэффициенту корреляции) лучше реагируют более пластичные ритмично-слоистые складчатые толщи ПМ фаций терригенных пород, нежели слабо литифицированные, как правило, рыхлые и плохо отсортированные туфогенно-осадочные толщи ОК фаций (рисунки Д и Е, соответственно).



Представленные на рисунках Ж и З характеристики распределения осей тензорного эллипсоида АМВ (стереографическая проекция, нижняя полусфера, стратиграфическая система координат) характеризуют азимутальный тренд

распределения динамических нагрузок при складкообразовании для различно ориентированных структур. На геологических разрезах объекта Ургал (Верхне-Буреинская депрессия, Приамурье) с преобладающим ССВ направлением осей линейности складок совпадают средние максимумы больших осей К1(квадраты) эллипсоида АМВ. Сгущения промежуточных осей К2 (треугольники) и их среднее векторное направление практически перпендикулярно к осям преобладающих складок и характеризуют направление потенциального максимального сжатия. Аналогичная картина наблюдается для структур объекта Чульман (Южная Якутия), где распределение осей тензорного эллипсоида АМВ подчеркивают СЗ-ЮВ тренд виргации складок и, соответственно, отражают СВ-ЮЗ направления предпочтительных осей сжатия.

Отмечается обратная корреляция величины наклонения векторов характеристической компоненты ChRM естественной остаточной намагниченности с ростом анизотропии при незначительных (чаще всего первые единицы, реже - десятки градусов) абсолютных значениях занижения углов наклона.

Работа выполнена при частичной поддержке грантов РФФИ и ДВО РАН (проекты
06-05-96011 «Р_Восток_А» и 06_III_А_08_345).

Magnetic fabric of terrigenous Mesozoic rocks are investigated on the Far East of Russia. This rocks are presented by submarine and lake-continental facies. Statistically significant distinctions in distribution of parameters of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) for the specified genetic types of sedimentary rocks are established. Spatial correlation of tenzor characteristics AMS with the general trend of folds , and also influence of magnetic anisotropy on anomalously shallow paleomagnetic inclinations of vectors ChRM-components natural remanent magnetization is revealed.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА И АРГОНА В МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТАХ САУДОВСКОЙ АРАВИИ

Буйкин А.И.[1], Устинов В.И.[1], Игнатьев А.В.[2], Веливетская Т.А.[2], Гриненко В.А.[1], Невинный Ю.А.[1]

[1]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН),

[2]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН (ДВГИ ДВО РАН)

buikin@geokhi.ru

Зона красноморского рифтогенеза представляет собой один из наиболее подходящих объектов для изучения внутримантийных процессов на ранних стадиях зарождения континентальных рифтов. Начавшееся около 30 млн. лет назад рифтообразование привело к формированию узкой оси раскрытия Красного моря. Спрединг океанического дна начался в последние 5 млн. лет [Bohannon et al. 1989]. Вулканическая активность, связанная с формированием Красного моря, началась одновременно с рифтообразованием и продолжалась до исторических времен [Ukstins et al. 2002]. Воздымание и эрозия обнажили кристаллический фундамент на большой территории, названной Арабо-Нубийским щитом. Центральная часть этого щита состоит из ювенильной, образованной непосредственно из мантии океанической коры и из коры внутриокеанических островных дуг позднего докембрия.

Широкомасштабный мантийный метасоматоз пород субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) в этом районе привел к смене минеральных ассоциаций и элементных и изотопных соотношений в породах и минералах. Шпинель-перидотивовые ксенолиты Cr-диопсидовой группы из кайнозойских вулканических полей Аравийского полуострова зафиксировали – в различной степени – два разных эпизода мантийного метасоматоза [Henjes-Kunst et al. 1987, 1990]. Ранний метасоматоз-1 привел к формированию внутризерновой Cr-Al-шпинели, внутризенового Cr-паргасита (<2 об. %) и межзернового Ba-флогопита (образец SA84-63). Затем последовало второе метасоматическое событие (метасоматоз-2), в ходе которого образовался межзерновой амфибол по клинопироксену и внедрен межзерновой расплав, в настоящее время представленный пакетами и прожилками стекла с микрофенокристами оливина, пироксена, шпинели и амфибола (образец SA84-128/3). Исследование изотопного состава аргона показало присутствие в основном мантийного компонента аргона в ксенолите SA84-63 (метасоматоз-1), тогда как для ксенолита SA84-128/3, подвергшегося воздействию метасоматоза-2, характерна существенная контаминация аргоном атмосферного состава. Изучение соотношения изотопного состава аргона и других летучих (Cl, K) привело к выводу о возможном вовлечении морской (или поверхностной) воды в источник метасоматоза-2 (Буйкин 2005; Buikin et al. submitted).

С целью проверки этого предположения, а также для изучения вариаций величин $\delta^{18}O$ в процессе мантийного метасоматоза исследован изотопный состав кислорода в разной степени метасоматизированных мантийных ксенолитах из вулканического поля Увэйрид, Саудовская Аравия. Для этого под бинокуляром были отобраны мономинеральные фракции оливина, клино- и ортопироксена, амфибола и стекла. Анализ изотопного состава кислорода проводился методом лазерного фторирования. Результаты представлены в таблице 1. Все образцы имеют значения $\delta^{18}O$, характерные для мантийных минералов. Ксенолит SA84-38 показывает межминеральное изотопно-кислородное равновесие. Оценка температуры равновесия по энстатит-форстеритовому изотопному геотермометру показала значение 1030 ºC.

Таблица 1. Изотопный состав аргона, кислорода и отношения $Cl/^{36}Ar$ в образцах ксенолитов из вулканических полей Саудовской Аравии.

Образец	$^{40}Ar/^{36}Ar$	$Cl/^{36}Ar$ ($\times 10^5$ molar)	$\delta^{18}O$ ±0.2‰
SA84-63 Olv	557±33 (Вал: $(^{40}Ar/^{36}Ar)_{max}$ = 5084±44)	1.8 (Вал: 7)	5.69
SA84-63 Opx	3268±63	18	5.16
SA84-63 Cpx	2485±81	13	5.19
SA84-38 Olv	(Вал: $(^{40}Ar/^{36}Ar)_{max}$ = 2755±132)	(Вал: 50)	4.76
SA84-38 Opx			5.66
SA84-38 Cpx			5.10
SA84-38 Glass			4.66
SA84-128/3 Olv	363±25 (Вал: $(^{40}Ar/^{36}Ar)_{max}$ = 748±16)	(Вал: 110)	5.15
SA84-128/3 Cpx	739±16	36	4.97
SA84-128/3 Amph	364±13	494	5.20
SA87-6/9 Olv	(Вал: $(^{40}Ar/^{36}Ar)_{max}$ 4307±142)	(Вал: 1.5)	5.38
SA87-6/9 Opx			5.19
SA87-6/9 Cpx			5.23
Hbl84-42b	590±10	193	4.79

Три ксенолита показали межминеральное изотопно-кислородное неравновесие. В этих образцах наблюдается тенденция к уменьшению значений $\delta^{18}O$ в оливинах от ксенолитов практически незатронутых метасоматозом-2 к наиболее сильно измененному ксенолиту под воздействием этого позднего метасоматического события. Подобная тенденция отмечалась в работе Zhang et al (2000) для метасоматически измененных ксенолитов Каапваальского кратона. Более того, как видно из рис. 1, существует тенденция к прямой зависимости между изотопным составом аргона и кислорода в наших неравновесных образцах: с понижением отношения $(^{40}Ar/^{36}Ar)_{max}$ от ксенолита

(SA84-63) наименее контаминированного атмосферным компонентом к наиболее контаминированному (SA84-128/3) понижается и $\delta^{18}O$ оливина. Если изменение изотопного состава кислорода (как и аргона) происходило в ходе взаимодействия с флюидами метасоматоза-2, то снижение величины $\delta^{18}O$ говорит о том, что флюид был более обогащен изотопом ^{16}O, чем обрабатываемая им порода. В таком случае наши данные по крайней мере не противоречат сделанному ранее предположению о возможном вовлечении морской воды (или измененной морской воды) в источник метасоматоза-2.

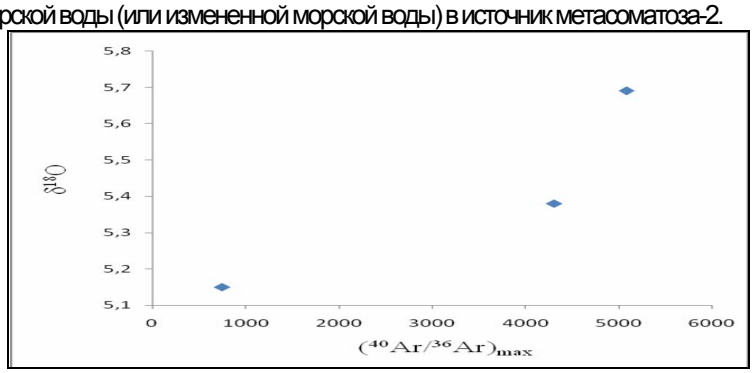


Рис. 1. Диаграмма в координатах $\delta^{18}O$ - $(^{40}Ar/^{36}Ar)_{max}$ для неравновесных ксенолитов из Саудовской Аравии.

Следует отметить, что изотопный состав кислорода в пироксенах неравновесных ксенолитов практически не варьирует, хотя и здесь наблюдается некоторое понижение $\delta^{18}O$ в Cpx SA84-128/3.

ЛИТЕРАТУРА

Буйкин А.И. (2005) *Изотопная систематика благородных газов в породах Субконтинентальной мантии на примере мантийных ксенолитов из вулканических полей Саудовской Аравии и Европы. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук.* 145 с.

Bohannon R.G., Naeser C.W., Schmidt D.L., Zimmermann R.A. (1989) The timing of uplift, volcanism, and rifting peripheral to the Red Sea: a case for passive rifting? *J. Geophys. Res.* 94, 1683-1701

Buikin A.I., Trieloff M., Korochantseva E.V., Hopp J., Kaliwoda M., and Altherr R. Distribution of mantle and atmospheric argon in mantle xenoliths from the western Arabian peninsula: constraints on timing and composition of metasomatizing fluids and melts in the lithospheric mantle. Journal of Petrology, submitted.

Henjes-Kunst F. (1987) Multi-stage or single stage metasomatism within the lithospheric mantle beneath NW Saudi Arabia? Evidences from mantle xenoliths. *Terra Cognita* 7, 396.

Henjes-Kunst F., Altherr R. and Baumann A. (1990) Evolution and composition of the lithospheric mantle underneath the western Arabian peninsula: Constraints from Sr-Nd isotope systematics of mantle xenoliths. *Contrib. Min. Petrol.* 105, 460-472.
Ukstins I.A., Renne P.R., Wolfenden E., Baker J., Ayalew D., Menzies M. (2002) Matching conjugate volcanic rifted margins: $^{40}Ar/^{39}Ar$ chrono-stratigraphy of pre- and syn-rift bimodal flood volcanism in Ethiopia and Yemen, *Earth Plan. Sci. Lett.* 198, 289-306.
Zhang H.-F., Mattey D.P., Grassineau N., Lowry D., Brownless M., Gurney J.J., Menzies M.A. (2000) Recent fluid processes in the Kaapvaal Craton, South Africa: coupled oxygen isotope and trace element disequilibrium in polymict peridotites. *Earth Plan. Sci. Lett.* 176, 57-72
Работа проведена при финансовой поддержке программы ОНЗ РАН №8 и гранта Президента Российской Федерации для поддержки молодых ученых №МК-3013.2007.5

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЯЗКОСТИ ЗЕМНОГО ЯДРА ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Бурмин В.Ю.
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, РАН, г. Москва

burmin@ifz.ru

DETERMINATION OF VISCOSITY OF THE EARTH CORE FROM THE SEISMIC DATA

Burmin V.Yu.
Institute of physics of the Earth, the Russian Academy of Science, Moscow

Оценка вязкости ядра, особенного внешнего, имеет принципиальное значение для установления вещественного состава земного ядра и понимания процессов происходящих в нем. Особенно это важно для теории земного магнетизма и роли зоны *D″* в геодинамических процессах происходящих в недрах Земли.

Некоторые современные представления о строении земного ядра противоречат как экспериментальным фактам, так и физической сущности наблюдаемых явлений. В частности, очевидно, что любая реальная жидкость обладает вязкостью. В тоже время, современные модели Земли предполагают, что внешнее ядро имеет нулевую вязкость. Другой пример, это состояние внутреннего ядра. С одной стороны, обнаружена анизотропия скоростей внутреннего ядра, что характерно для кристаллического состояний вещества, с другой, отношение скоростей продольных и поперечных волн ~3.0 в центре ядра характерно для аморфных тел, но никак не для кристаллических.

Ранее, на основании результатов интерпретации волн «предвестников» распространяющихся в низах внешнего ядра Земли, сделан вывод о том, что модуль сдвига во внешнем ядре для колебаний порядка 1 Гц должен быть отличен от нуля и достигает значений 2×10^{12} Па. В представленном докладе на основе анализа полученных ранее результатов, даются оценки коэффициента вязкости для внешнего и внутреннего ядра.

Оценим значение модуля k_S во внешнем и внутреннем ядре. Для этого примем три условия, а именно, в земном ядре модуль сдвига μ неотрицательная функция, адиабатический модуль всестороннего сжатия k_S является монотонной и, кроме этого, непрерывной функцией давления или, в нашем случае, глубины.

Воспользуемся известным соотношением, связывающим сжимаемость с давлением [3]:

$$\frac{\Delta V}{V_0} = \frac{V - V_0}{V_0} = -ap + bp^2 \qquad (1)$$

где $V = \frac{1}{\rho}$ – удельный объем; ρ – плотность; a и b – константы.

Из (1) имеем $\frac{dV}{V_0} = -(a - 2bp)dp$ и, учитывая, что $k_S = \rho \frac{dp}{d\rho} = -V \frac{dp}{dV}$, получим:

$$k_S = -V \frac{dp}{dV} = \frac{\rho_0}{\rho} \frac{1}{a - 2bp}. \quad (2)$$

В выражении (2) *a* и *b* являются неизвестными параметрами. Для того чтобы определить константы *a* и *b*, необходимо задать значения плотности, давления и модуля сжатия в двух точках. Преобразуем выражение (2) к виду:

$$a - 2bp = \frac{\rho_0}{\rho} \frac{1}{k_S}. \quad (3)$$

Тогда, подставляя в (3) соответствующие значения ρ, *p* и k_S в двух точках среды, получим два линейных уравнения относительно двух неизвестных *a* и *b*. Определим зависимость (2) отдельно для внешнего и внутреннего ядра. Для внешнего ядра, в качестве первой точки возьмём верхнюю границу внешнего ядра. Тогда будем иметь z_1= 2893 км, $\rho_1 = \rho(z_1)$ = 9.9 г/см^3, $p_1 = p(z_1)$ = 0.1372×10^{12} Па, $k_1 = k_S(z_1)$=0.6473×10^{12} Па; В качестве второй точки возьмём центр ядра, предполагая, что все ядро однородно. Тогда z_2= 6371 км, $\rho_2 = \rho(z_2)$ = 13.36 г/см^3, $p_2 = p(z_2)$ = 0.3621×10^{12} Па. Значение модуля сжатия во второй точке найдем из соотношения:

$$k_2 = \rho_2 v_{P2}^2 \frac{1+\sigma}{3(1-\sigma)} \quad (4)$$

где σ – коэффициент Пуассона; v_{P2} – скорость продольных волн в центре Земли, равная 11.2 км/с.

Для внешнего ядра значение коэффициента Пуассона возьмем равное: σ = 0.40. В результате будем иметь k_2= 1.2541×10^{12} Па. Значения *a* и *b* будут соответственно равны 0.1699×10^{-11} Па$^{-1}$ и 0.1722×10^{-23} Па$^{-2}$, что достаточно близко к значениям, которые получены Бриджменом [3].

Для внутреннего ядра, в качестве первой точки возьмём верхнюю границу внутреннего ядра. В этом случае будет z_1= 5197 км, $\rho_1 = \rho(z_1)$ = 13.12 г/см^3, $p_1 = p(z_1)$ = 3.315×10^{11} Па, $k_1 = k_S(z_1)$= 1.14×10^{12} Па. В качестве второй точки также возьмём центр земного ядра, но для определения модуля сжатия из выражения (4) примем другое значение коэффициента Пуассона. Во внутреннем ядре примем σ = 0.37. Это значение близко к значению для стандартной модели Земли, и, вообще говоря, значительно больше, чем должно быть для твердого кристаллического железного ядра. В этом случае значения k_2, *a* и *b* будут соответственно равны 1.215×10^{12} Па, 0.9717×10^{-12} Па$^{-1}$ и 0.6722×10^{-24} Па$^{-2}$.

Затем, по заданным функциям плотности $\rho(z)$ и давления $p(z)$ [1] построим кривую $k_S(z)$. Значения коэффициента Пуассона σ = 0.40 и σ = 0.37

выбираем из тех соображений, чтобы кривая $k_S(z)$ отвечала перечисленным выше требованиям.

Оценим значения μ в ядре. Модуль сдвига μ найдем из соотношений для сейсмического параметра Φ и скорости поперечных волн v_S:

$$\Phi(z) = v_P^2 - \frac{4}{3}v_S^2 = \frac{k_S}{\rho}, \quad v_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

$$\mu = \frac{3}{4}(\rho \times v_P^2 - k_S) \geq 0. \qquad (5)$$

Полученные кривые $k_S(z)$ и $\mu(z)$ представлены на рис. 1.

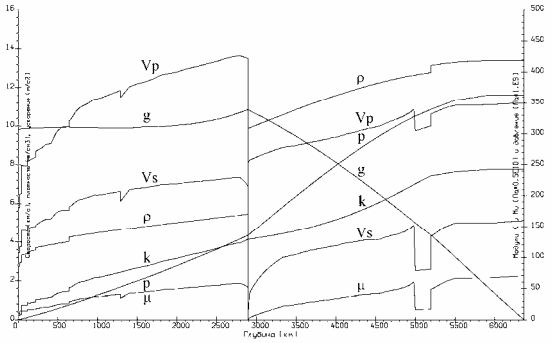


Рис. 1. Распределение значений k и μ в земном ядре.

Из формулы (5) следует, что при заданном распределении $\rho(z)$ и $k_S(z)$ значение $\mu(z)$ зависит от распределения функции $v_P(z)$, которая для верхней части внешнего ядра, вообще говоря, неизвестна. В тоже время, оценка значения μ в верхах внешнего ядра, равная 6.6×10^8 Па неоправданно мала, в то время как в низах внешнего ядра оценка μ равна 3.0×10^{11} Па. Если считать, что модуль сдвига во внешнем ядре мало меняется с глубиной, то следует пересмотреть распределение скорости продольных волн во внешнем ядре.

Во внутреннем ядре, согласно нашим оценкам, модуль сдвига меняется от 1.336 Па до 1.505 Па.

Оценка вязкости земного ядра является актуальной, но при этом достаточно проблематичной задачей, для решения которой необходимо знать, как связаны между собой величины μ и η в вязкой жидкости. Предположим, что за счет падения на границу ядра сейсмических поперечных волн в ядре возникают касательные напряжения σ, периодически меняющиеся с частотой f. Будем рассматривать внешнее ядро Земли как вязкую несжимаемую жидкость.

Для движения частиц вязкой жидкости под действием вынуждающей силы из уравнения Навье-Стокса можем записать [2]:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{\rho}{\eta}\frac{\partial u}{\partial t}, \qquad (6)$$

где u – смещение частиц среды; η – динамическая вязкость.

Положим $w = \dot{u}$. Тогда уравнение (6) запишется в виде:

$$\frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = \frac{\rho}{\eta}\frac{\partial w}{\partial t}. \qquad (7)$$

Периодическое по z и t решение уравнения (7) дается формулой [2]:

$$w = w_0 e^{-z/\delta} e^{i(z/\delta - \omega t)}, \qquad (8)$$

где $\delta = \sqrt{\frac{2\eta}{\rho\omega}}$; $\omega = 2\pi f$; ω – круговая частота.

Из формулы (8) следует, что, на глубине δ амплитуда колебаний будет убывать в e раз.

Запишем в формуле (8) гармоническую часть в стандартном виде:

$$w = w_0 e^{-z/\delta} e^{i(\frac{2\pi}{\lambda} z - \omega t)}. \qquad (9)$$

Сравнивая (8) и (9), получим:

$$\delta = \frac{\lambda}{2\pi} = v\frac{T}{2\pi} = v\frac{1}{2\pi f} = \frac{v}{\omega},$$

где v – скорость распространения возмущения вдоль ось z; T – период колебаний.

Из последнего выражения имеем $v = \sqrt{\frac{2\omega\eta}{\rho}}$. Поскольку, вязкая жидкость при периодических воздействиях ведет себя одновременно и как упругая среда, то, учитывая, что $v = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$, получим, что $\mu = 2\omega\eta$, т.е. модуль сдвига для вязкой жидкости пропорционален вязкости жидкости и частоте колебаний.

Можно показать, что, в общем случае, модуль сдвига вязкой жидкости пропорционален коэффициенту её вязкости, умноженному на скорость изменения натурального логарифма от смещения частиц среды.

$$\mu \approx \eta\frac{\partial \ln u(t)}{\partial t}.$$

Оценим теперь вязкость в земном ядре. Для внешнего ядра примем $\eta = \frac{\mu}{2\omega}$.

Положим $\omega = 2\pi$ рад/с, что соответствует частоте колебаний сейсмических волн 1 Гц. Относительно внутреннего ядра будем считать, что его состояние близко к стеклообразному, что позволяет его рассматривать как очень вязкую жидкость. В этом случае вязкость внутреннего ядра определится так же, как вязкость

внешнего ядра. В результате получим распределения значений вязкости $\eta = \frac{\mu}{4\pi}$, представленное на рис. 2.

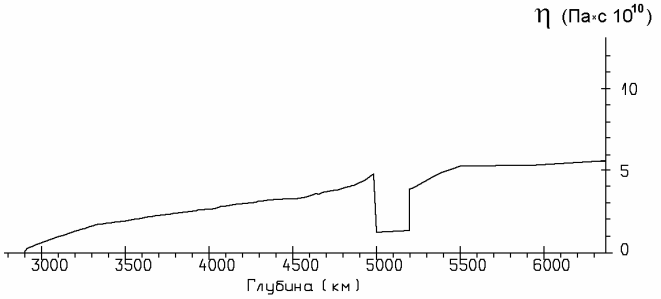


Рис. 2. Распределение значений динамической вязкости η в земном ядре.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бурмин В.Ю.* Распределение плотности и упругих параметров в Земле // Физика Земли // Физика Земли 2006, № 7. С. 76-88.
2. *Ландау Л.Д., Лившиц Е.М.* Гидродинамика – М.: Наука. 1988. 736 с.
3. *Свенсон К.* Физика высоких давлений. М.: Изд. ИЛ, 1963. С. 46-78.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ФАЗОВЫХ РАВНОВЕСИЙ В СИСТЕМЕ ФОРСТЕРИТ-ДИОПСИД-ЖАДЕИТ ПРИ 7.0 ГПА.

Бутвина В.Г., Литвин Ю.А.
Институт экспериментальной минералогии РАН (ИЭМ РАН)

butvina@iem.ac.ru

EXPERIMENTAL STUDY OF PHASE RELATION IN THE FORSTERITE-DIOPSIDE-JADEITE SYSTEM AT 7.0 GPA

Butvina V.G., Litvin Yu.A.
Institute of experimental mineralogy RAS (IEM RAS)

Физико-химический переход от перидотитовой ассоциации к эклогитовой может единственно обеспечиваться процессами фракционной кристаллизации мантийных мапматических расплавов. На рис.1 схематически показаны главные элементы ликвидуса перидотитовой и эклогитовых систем на обобщенной тетраэдрической диаграмме составов. Первичное плавление и мапматическая эволюция мантийного гранатового лерцолита (или пиролита Рингвуда) контролируется пятифазовой перитектикой *«p»* Ol+Opx+Cpx+Grt+L и сопряженными с нею четырьмя котектическими кривыми (Литвин, 1991). В плавлении и эволюции расплавов как оливиновых эклогитов, так и коэситовых и корундовых эклогитов определяющее значение имеют соответствующие пятифазовые эвтектики *«e»*. Общим ребром для всех элементарных тетраэдров («симплексов») является линия составов диопсид-пироп (клинопироксен-гранат), к которой принадлежат ассоциации биминеральных эклогитов. Внутреннее сечение En-Di-Cor общей тетраэдрической диаграммы («комплекса симплексов») разделяет оливин-насыщенные и кремнезем-насыщенные составы. «Эклогитовый» термальный барьер на рис. 1 обозначен буквой *«B»* и представляет собой точку с экстремально высокой температурой, т.е. «термальный барьер» по (O'Hara, 1968), на котектической линии Opx+Cpx+Grt+L, соединяющей «перидотитовую» перитектическую и «эклогитовую» эвтектические точки.

Между тем, при равновесной (и фракционной) кристаллизации перидотитовой системы в перитектической точке *«p»* ортопироксен исчезает в результате перитектической реакции ортопироксен + расплав → клинопироксен (Davis, 1963; Литвин, 1991), и с дальнейшим понижением температуры состав остаточного расплава контролируется безортопироксеновой котектикой Ol+Cpx+Grt+L сначала в пределах перидотитового «симплекса», а затем, если осуществляется механизм фракционной кристаллизации, и в пределах оливин-эклогитового «симплекса» вплоть до соответствующей нонвариантной эвтектики.

Рассмотренная котектика Ol+Cpx+Grt+L представляет наибольший интерес с точки зрения возможности изменения составов остаточных расплавов

от оливин-нормативных до кремнезем-нормативных. Можно допустить, что в условиях фракционной кристаллизации расплава вдоль котектической кривой Ol+Cpx+Grt+L наряду с отсадкой оливина происходит накопление некогерентных элементов, в том числе Na, Fe и др. Это ведет к постепенному повышению содержания жадеитового компонента в остаточных расплавах, что создает предпосылки для реакционного взаимодействия жадеитового и оливиновых компонентов с исчезновением оливина и образованием граната в соответствии с реакцией, обнаруженной в работе (Gasparik, Litvin, 1997). Обусловленное этим постепенное уменьшение содержания оливиновых компонентов в остаточных расплавах осуществляет «поворот» котектической кривой Ol+Cpx+Grt+L в направлении к пограничному сечению En – Di – Cor и выход к нему, вероятно, к линии Di – Prp (клинопироксен-гранат). Этот «поворот» на рис. 1 обозначен точечным пунктиром и буквами AB («антибарьер»). В дальнейшем в условиях фракционной кристаллизации точка состава расплава способна проникнуть в объемы коэсит-эклогитового, кианит-эклогитового и корунд-эклогитового «симплексов». Тем самым происходит преодоление «эклогитового» термального барьера между оливин-нормативными перидотит-пироксенитовыми и SiO_2-нормативными эклогитовыми составами. Таким образом, можно говорить о «разрушении» ликвидусного перидотит-эклогитового термального барьера в пределах перидотитового «симплекса» в результате реализации двух реакционных механизмов: (1) исчезновение ортопироксена в результате его перитектической реакции с расплавом с образованием клинопироксена и (2) исчезновение оливина в результате его реакционного взаимодействия с жадеитом с образованием граната. Если в отношении первого механизма существуют ясные экспериментальные доказательства (Davis, 1963; Литвин, 1991), то для второго механизма они отсутствуют.

В связи с этим главной целью данной работы является экспериментальное изучение фазовых соотношений в модельной системе форстерит-диопсид-жадеит при давлении 7 ГПа и обоснование возможности физико-химически корректных переходов между перидотитовым к эклогитовым минеральными парагенезисами с преодолением ликвидусного "эклогитового" термального барьера.

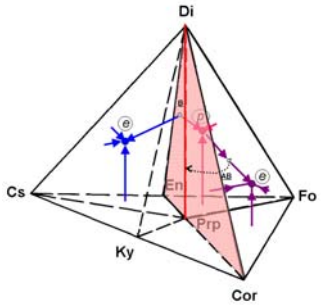


Рис. 1. Топологическая схема фазовых ассоциаций (детали см. в работе Литвин, 1991).

Для построения диаграммы тройной системы форстерит-диопсид-жадеит необходимо изучить ее граничные бинарные сечения форстерит-жадеит и форстерит-диопсид, а также ряд внутренних политермических сечений. Сечение жадеит-диопсид при 7 ГПа было изучено ранее (Бобров и др., 2006; Bobrov et al., 2008) и характеризуется неограниченной смесимостью жадеитового и диопсидового компонентов в твердом и жидком состояниях.

Первые экспериментальные результаты, полученные в начальной стадии исследования указанной проблемы, можно охарактеризовать следующим образом.

Сечение форстерит-жадеит.

Эксперименты в этом сечении проводились в интервале температур 1100-1800^{0}C, на основе которых начато построение диаграммы плавкости системы форстерит-жадеит при 7.0 ГПа. Полученные экспериментальные данные свидетельствуют о существовании в системе ликвидусных полей Fo + L, Grt_{SS} + L и Cpx_{SS} (на основе жадеитовой фазы) + L, а также указывают на появление ортопироксена как ликвидусной фазы. В субсолидусных экспериментах обнаруживаются оливин-содержащие ассоциации на основе парагенезиса Ol+Grt+Opx+Cpx. Гранат в них не является чистым пиропом, а содержит молекулу $Na_2MgSi_5O_{12}$ (Na-мэйджорит), что выражается в прямой корреляции Na и Si в формулах этой фазы. Opx_{SS} не является чистым энстатитом, а образует сложный твердый раствор En+Jd+Mg-Ts. С увеличением содержания жадеита в системе оливин-содержащие ассоциации переходят в безоливиновые, вплоть до ассоциации Cpx + Grt (жадеит клинопироксен также содержит энстатитовую составляющую), что является косвенным свидетельством перитектического характера солидуса данной системе, что также показано ранее в работе (Gasparik, Litvin, 1997) и с чем связано исчезновение форстерита в субсолидусе в области составов, относительно обогащенной жадеитовым компонентом. Проведенные экспериментальные исследования свидетельствуют о сложных топологических взаимоотношениях фаз в данной системе при близсолидусных температурах, что требует дальнейших систематических исследований. Выполненные прежде экспериментальные исследования, относящиеся к данной системе (Gasparik, Litvin, 1997; Litvin V., et al., 2004) свидетельствуют о появлении новой фазы состава $Na_2Mg_2Si_2O_7$, роль которой в формировании субликвидусных и субсолидусных ассоциаций должна быть более тщательно исследована. Тем не менее, полученные предварительные экспериментальные данные содержат конструктивный материал, который позволяет подойти к главной задаче данной работы и начать экспериментальные исследования ликвидусных фазовых отношения системы форстерит – диопсид – жадеит.

Система форстерит-диопсид.

Эксперименты в этом сечении проведены при давлении 7.0 ГПа в интервале температур 1600-1700^{0}С. Система является псевдобинарной в связи с появлением ортопироксенового компонента, который образует самостоятельную фазу. Основываясь на экспериментальные данные, ликвидусными ассоциациями системы при 7.0 ГПа являются Fo + L и Di_{SS} + L, а тип плавления является эвтектическим. Это согласуются с ранее выполненными исследованиями при давлении 3.0 ГПа (Davis, 1963), в которых также отмечена некоторая псевдобинарность системы форстерит-диопсид, обусловленная появлением ортопироксеного минала в твердом растворе клинопироксена.

Система форстерит-жадеит-диопсид.

Полученные для граничных систем экспериментальные данные и выводы позволяют подойти к исследованию поверхности ликвидуса для диаграммы плавкости тройной системы форстерит-жадеит-диопсид при давлении 7.0 ГПа. На рис. 2 показана развертка тетраэдра системы форстерит-жадеит-диопсид-пироп. Для экспериментального исследования были выбраны политермические сечения форстерит - (жадеит$_{50}$диосид$_{60}$), форстерит - (жадеит$_{25}$диопсид$_{75}$) и форстерит - (жадеит$_{15}$диопсид$_{85}$). Полученные данные свидетельствуют о том, что исчезновение оливина и образование граната реализуется во всех сечениях. Задача дальнейших исследований состоит в поиске минимальных концентраций жадеитового в составе данной системы, при которых происходит полное исчезновение оливина.

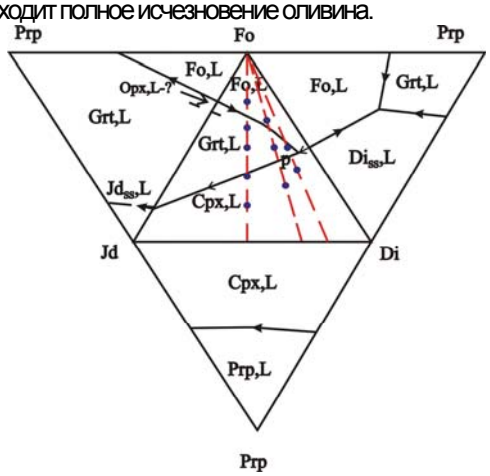


Рис. 2. Схематическая диаграмма ликвидусной поверхности развертки тетраэдра форстерит-жадеит-диопсид-пироп.

Таким образом, проведенные экспериментальные исследования модельной системы форстерит – диопсид - жадеит при давлении 7 ГПа свидетельствуют о том, что форстерит (оливин) является устойчивой фазой в граничной системе форстерит – диопсид (оливин – клинопироксен). При введении в состав данной системы сравнительно невысоких содержаний

жадеитового компонента в расплаве происходит реакция жадеитового компонента с форстеритовым, в результате которой в качестве ликвидусной фазы появляется гранат. С повышением концентрации жадеитового компонента в системе поле ликвидусного граната расширяется, а физико-химический контроль кристаллизационной дифференциации остаточных расплавов переходит от моновариантной котектики Fo + Di_{SS} + L через нонвариантную перитектическую точку Fo + Di_{SS} + Grt + L к моновариантной котектике Grt + Cpx + L, которая ответственна за кристаллизацию биминеральных гранат-омфацитовых эклогитовых парагенезисов. Полученные экспериментальные результаты однозначно свидетельствуют о том, что в системе Fo – Di – Jd реализуется физико-химический механизм преодоления ликвидусного перидотит - эклогитового барьера при дифференциации мантийных магм, чем обеспечивается постепенный переход от оливин-содержащих ассоциаций к ассоциациям, по своим характеристикам близким к биминеральным эклогитам.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ: 07-05-00499, 08-05-00110; Программы РАН - П9 по исследованиям вещества в экстремальных условиях, грантов Президента РФ МК-194.2008.5 и НШ-5367.2008.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бобров А.В., Литвин Ю.А., Коджитани Х., Акаоги М. Система $CaMgSi_2O_6$-$CaFeSi_2O_6$-$NaAlSi_2O_6$ при 7-24 ГПа и 1600-2250ºС: моделирование минеральных ассоциаций верхней мантии и переходной зоны // Электр. науч.-инф. журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН» №1(24)2006, *URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dggms/1-2006/informbul-1_2006/term-2.pdf*

Литвин Ю.А. Физико-химические исследования плавления глубинного вещества Земли. М.:Наука, 1991. 312 с.

Bobrov A.V., Akaogi M., Kojitani H., Litvin Yu.A. Phase relations on the diopside-jadeite-hedenbergite join up to 24 GPa and stability of Na-bearing majoritic garnet // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. V. 72. P. 2392-2408.

Davis B.T.C. The system enstatite-diopside at 30 kilobars pressure // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1963. V. 62. P. 103-107.

Gasparik T., Litvin Yu.A. Stability of $Na_2Mg_2Si_2O_7$ and melting relations on the forsterite-jadeite join at pressures up to 22 GPa // Eur. J. Mineral. 1997. V. 9, pp. 311-326.

Irifune T., Ohtani E. et al. Stability field of knorringite $Mg_3Cr_2Si_3O_{12}$ at high pressure and its implication of the occurrence of Cr-rich pyrope in the upper mantle // Phys. Eath Planet. Inter. 1986. V. 27. P. 263-272.

Litvin V.Yu., Gasparik T., Litvin Yu.A. The enstatite-nepheline system in experiment at 6.5 – 13.5 GPa:The role of $Na_2Mg_2Si_2O_7$ for Ne-normative mantle solidus // Geochem. Internat. 2004. V. 38. # 1. P. 100-107.

O'Hara M.J. The bearing of phase equilibria studies on synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks // Earth Sci. Rev. 1968. #4. P. 69-133.

The main purpose of this paper is an experimental study of phase relationships in the model system forsterite-dioside-jadeite at pressure of 7 GPa and foundation of possible physico-chemical correct transitions between peridotite and eclogite parageneses with overcoming liquidus "eclogite" thermal barrier. To construct a diagram of a ternary system forsterite-diopside-jadeite it is necessary to study its boundary binary sections forsterite-jadeite and fosterite-diopside as well as a number of internal polythermic sections. The section jadeite-diopside at 7 GPa has been studied earlier and it is characterized by the unlimited miscibility of jadeite and diopside components in solid and liquid states.

The first experimental results obtained at the initial stage of the investigation of this problem can be characterized as follows.

Forsterite-jadeite section.

The experiments in this section have been done in the temperature range of 1100-1800^{0}C on which basis the construction of fusibility diagram of the system forsterite-jadeite at 7 GPa has been started. The obtained experimental data testify to the existence in the system of the liquidus fields Fo + L, Grt_{SS} + L and Cpx_{SS} (on the basis of jadeite phase) +L, as well as show indirectly a possible appearance of orthopyroxene as a liquidus phase. In subsolidus experiments olivine-bearing assemblages on the basis of the paragenesis Ol+Grt+Opx+Cpx are found. Garnet there is not a pure pyrope, but has the molecule $Na_2MgSi_5O_{12}$ (Na-majorite) what manifests itself in the direct correlation of Na and Si in the equations of this phase. Opx_{SS} is not a pure enstatite, but forms a complicated solid solution En+Jd+Mg-Ts. With jadeite content increase in the system olivine-bearing assemblages transfer into non-olivine ones, up to the assemblage Cpx + Grt (jadeite-clinopyroxene has also enstatite component) being indirect evidence of a peritectic character of solidus in this system) what has also been shown earlier. Due to this fact forsterite vanishes in subsolidus in the region of compositions rather enriched by jadeite component. The performed experimental investigations testify to complex topological relations of phases in this system at close solidus temperatures what needs further studies. The experimental investigations done earlier and referring to this system testify to the appearance of a new phase of the composition $Na_2Mg_2Si_2O_7$, which role in the formation of subliquidus and subsolidus assemblages must be more studied.

Nevertheless, the obtained preliminary experimental data contain constructive data that make it possible to consider the basic problem of this work and start experimental investigations of liquidus phase relations of the system forsterite-diopside-jadeite.

The system forsterite-diopside.

The experiments in this section are given at pressure of 7 GPa in the range of temperatures 1600-1700^{0}C. The system is pseudobinary due to the appearance of orthopyroxene component that forms an independent phase. According to the

preliminary data liquidus assemblages of this system at 7 GPa are Fo + L и Di_{SS} + L, but the type of melting is eutectic. It agrees with the above investigations at pressure of 3 GP where some pseudobinarity of the system forsterite-diopside caused by the appearance of orthopyroxene minal in clinopyroxene solid solution can be also seen.

The system forsterite-jadeite-diopside.

The experimental data and conclusions obtained for the boundary systems make it possible to start investigating liquidus surface for fusibility diagram of the ternary system forsterite-jadeite-diopside at P 7 GPa. Fig.2 shows tetrahedron of the system forsterite-jadeite-diopside–pyrope. For the experimental study polythermic sections of forsterite-($jadeite_{50}diopside_{50}$). forsterite-($jadeite_{25}diopside_{75}$) and forsterite-($jadeite_{15}diopside_{85}$) have been chosen. The obtained data testify to the fact that olivine vanishing and garnet formation are realized in both sections. The problem of further investigations is to search minimum concentrations of jadeite in the composition of this system where a total olivine vanishing takes place.

Thus, the performed experimental investigations of the model system forsterite-diospside-jadeite at pressure 7 GPa testify to the fact that forsterite (olivine) is a stable phase in the boundary system forsterite-diopside (olivine-clinopyroxene). While introducing rather low contents of jadeite component into the composition of this system the reaction of jadeite component with forsterite takes place in the melt. As a result, garnet appears as liquidus phase.

With the increase of the jadeite component concentration in the system the field of liquidus garnet expands, but a physico-chemical control of crystallization differentiation of the remnant melts transforms from the monovariant cotectics Fo + Di_{SS} + L through the invariant peritectic point Fo + Di_{SS} + Grt + L to the monovariant cotectics Grt + Cpx + L, which is responsible for crystallization of bimineral garnet-omphazite eclogite parageneses. The obtained experimental results testify unambiguously to the fact that in the system Fo-Di-Jd a physico-chemical mechanism of overcoming liquidus peridotite-eclogite barrier at mantle magma differentiation is realized. Thus, a gradual transition from olivine-bearing assemblages to those close by their characteristics to bimineral eclogites is provided.

ДЕФОРМАЦИИ И АКУСТИЧЕСКАЯ ЭМИССИЯ В МОНО- И ПОЛИКРИСТАЛЛИЧЕСКОМ КВАРЦЕ ПРИ ТЕМПЕРАТУРАХ 20-600°С И ОДНООСНЫХ НАГРУЗКАХ ДО 120 МПА

Васин Р.Н.[1], Никитин А.Н.[1], Локаичек Т.[2]

[1]Объединенный институт ядерных исследований, г. Дубна, Россия; [2]Институт Геологии АН ЧР, г. Прага, Чехия

STRAIN AND ACOUSTIC EMISSION IN SINGLE- AND POLYCRISTALLINE QUARTZ AT TEMPERATURES 20-600°C AND UNIAXIAL LOAD UP TO 120 MPA

Vasin R.N.[1], Nikitin A.N.[1], Lokajicek T.[2]

[1]Joint institute for nuclear research, Dubna, Russia, [2] Institute of GeologyAS CR, Prague, Czech Republic

В работе представлены результаты исследования деформационных свойств синтетического монокристаллического кварца и кварцита с одновременной регистрацией акустической эмиссии. Образцы кварца помещались в пресс, где подвергались одноосному сжатию до ≈ 30 МПа. Затем проводился их нагрев до температуры 570-600°С со средней скоростью ≈ 1°С/мин., в ходе которого либо внешнее механическое напряжение, либо первоначальная деформация образца поддерживались постоянными. После достижения максимальной температуры образец охлаждался до 20°С со скоростью ≈ 3.5°С/мин., затем выдерживался при постоянной нагрузке в течение 12 часов. Акустическая эмиссия регистрировалась многоканальной системой Vallen AMSY-5 с помощью двух пьезодатчиков, установленных в наковальнях пресса.

При нагреве монокристаллического кварца в режиме постоянной деформации произошло разрушение образца при температуре ≈160°С, при этом одноосная нагрузка составляла 120 МПа. В режиме постоянной нагрузки разрушение монокристаллического образца произошло после цикла «нагрев-охлаждение», в ходе выдержки при температуре 20°С и напряжении 30 МПа.

Установлено значительное различие в активности акустической эмиссии (АЭ), вызванной изменением нагрузки или температуры. При нагреве кварцевых образцов интенсивная АЭ наблюдалась лишь при температурах, близких к α-β-переходу, в то время как изменение нагрузки всегда приводило к активизации АЭ. В работе обсуждаются особенности АЭ, присущие моно- и поликристаллическим образцам, анализируется распределение числа событий АЭ по энергиям. Отмечены остаточные деформации ~ 10^{-3} в образце монокристаллического кварца, испытавшего нагрев до 600°С, связанные, по-видимому, с α-β-переходом.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант №07-05-00303.

The data on strains and acoustic emission (AE) in single- and polycrystalline quartz samples at temperatures 20-600°C and at different loading regimes (constant load of 30 MPa or constant strain) are given. The features of AE and distribution of events on energies in different samples are discussed. The residual strain is measured in single-crystalline quartz sample, heated up to 600°C, which is probably related to the α-β transition.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ПРОЕКТЕ «ЭЛЕКТРОННАЯ ЗЕМЛЯ»

Веселовский А.В., Платэ А.Н.
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН)

plate@igem.ru, vessel@igem.ru

PHYSICAL-CHEMICAL AND PETROPHYSICAL RESEARCHES IN THE PROJECT «ELECTRONIC EARTH»

Vesselovsky A.V., Plate' A.N.
Institute of ore geology, petrography, mineralogy and geochemistry of the Russian Academy of Sciences (IGEM RAS)

Основная цель проекта «Электронная Земля» – содействие научным работникам в решении сложных информационно-аналитических задач в рамках основных направлений фундаментальных исследований в области наук о Земле. Большое значение в проекте придается физико-химическим и петрофизическим проблемам. Так, в рамках проекта в геофизического центра (ГЦ) РАН создан Интернет-портал *eearth.wdcb.ru* в результате работ по теме «Создание информационного портала и интегрированных информационных ресурсов по геофизике. Научный руководитель проекта чл.-корр. РАН Гвишиани А.Д.

Для каждого ресурса портала в ГЦ РАН (с совместными разработками по проектам ИФЗ РАН, МИТП РАН и НС РАН в г. Бишкеке) реализована возможность параллельного поиска, визуализации и доставки пользователю распределенных карт, файлов и выборок из баз геологических, геодинамических и геофизических данных. Каждую информационную единицу хранения описывают наборы элементов метаданных в виде *xml*-файлов. Применены алгоритмы анализа геофизических данных на основе методов нечеткой математики и искусственного интеллекта – «Монолит» и методы кластеризации месторождений минерального сырья. В качестве примера на портале дано решение сложной и ресурсоемкой задачи – «Анализ минерагенической эволюции и факторов продуктивности редкометальных карбонатитов и алмазоносных кимберлитов». Установлен программный модуль навигатора портала, контролирующий работоспособность гиперссылок доступных информационных ресурсов.

Интернет-портал ГЦ РАН непосредственно взаимодействует с Центральным порталом (научный руководитель академик Ю.М. Арский), который предоставляет авторизованному пользователю следующие возможности:

– доступа к большому территориально распределенному массиву метаданных, описывающих публикации, физико-химические и петрофизические

базы данных, геоинформационные системы, организации и отдельные персоналии по наукам о Земле. Исследователю предоставляется возможность поиска сведений в распределенном массиве данных, используя в т.ч. контекстные возможности. Результаты поиска могут быть персонифицированы и сохранены в виде ссылок для дальнейшего анализа. Поиск и вывод информации из массива базируется на современных *XML*-технологиях и могут быть перенастроены на нужды пользователей, а также для других информационных сервисов и служб (*B2B* - взаимодействие);

– доступа к цифровым общедоступным картам разного масштаба, сеточным данным географического, петрологического, геологического и геофизического характера, векторным данным о разных физико-химических и петрофизических объектах;

– доступа к аналитическим ГИС- и Грид-расчетам – средства центрального портала предоставляют пользователю возможность выполнения аналитических расчетов с привлечения для таких расчетов Грид-систем.

Центральный портал непосредственно связан с Межведомственным суперкомпьютерным центром РАН, предоставляющим возможности мощных вычислительных систем для решения сложных расчетно-аналитических задач в области наук о Земле. Расширено иерархическое дерево созданного ранее рубрикатора в области наук о Земле и разработана методика предоставления пользователю тематического содержания документографической информации с использованием ГРНТИ.

Архитектурой портала в ГТМ РАН (с совместными разработками по проектам ГЕОХИ РАН, ГИН РАН и ИГТД РАН) реализовано совмещение ГИС-карт, космо- и аэрофотоснимков, тематических баз данных по геохимии, металлогении, геофизическим характеристикам, минералогии. Единый интерфейс баз данных и картографической информации позволяют проводить поиск данных на основе пространственной привязки записей, реализовывать алгоритмы обработки данных на сетевом уровне, применять Грид-технологии и сценарные решения для обеспечения работы пользователей портала. Исследователи посредством протокола *WMS* или *WFS* обращаются к картографическому веб-серверу, обрабатывающему информацию о слоях карты, хранящейся на сервере в виде файлов или таблиц в базе данных под управлением СУБД *PostgreSQL*.

Инфраструктура интегрального банка данных и знаний на портале ИГЕМ РАН (с совместными разработками по проектам ИГЭ РАН, ИПИ РАН, ИСА РАН, ИФЗ РАН и ИППИ РАН) представляет основной компонент информационного пространства по наукам о Земле. Информационно-технологическое оснащение портала обеспечивает многопользовательский удаленный доступ к ресурсам и возможность обработки данных на базе технологий Веб, ГИС и Грид. Созданы пользовательские сценарии по оценке золотоносности островодужных вулканических поясов (на примере Камчатского звена Курило-Камчатского вулканического пояса), прогнозу золоторудных месторождений (на примере

Охотско-Чукотского вулканогенного пояса), петрогеохимическим критериям алмазоносности кимберлитов (на примере Архангельской алмазоносной провинции), распределенной обработке и анализу геолого-геофизической информации строения, структуры и вещественного состава геологических объектов (на примере Воронежского кристаллического массива), построения интегральных карт природных опасностей на территории России и др.

Значительный интерес представляют для исследователей тематические базы данных – *«PROBA»* (по петрохимии, геохимии и изотопии магматических горных пород) и GIM (по геохимии первичных расплавов внутриплитного магматизма), база данных по крупным и суперкрупным месторождениям мира, формирование геоинформационных систем для анализа и обработки распределенных геолого-геофизических данных на основе ГИС-технологий (научный руководитель проекта проф. Ряховский В.М.).

В числе созданных новых информационно-аналитических ресурсов по ряду приоритетных направлений фундаментальных исследований РАН на основе перспективных информационных технологий обработки информации следует отметить пакет программ комплексного анализа геолого-геофизических данных (*Winex*), а также материалы ГИС-проекта по Арктическому бассейну, каталоги по Семипалатинскому, Гармскому и Бишкекскому прогностическим полигонам (по проекту МИТП РАН). Определены ресурсы базы данных сетевого рабочего места ученого-исследователя для распределенной обработки и анализа химико-минерало-петрофизических и геофизических данных по основным типам глубинных горных пород Воронежского кристаллического массива в ранге существующих петрографических классификаций (по проекту ИФЗ РАН, научный руководитель профессор Геншафт Ю.С.).

Комплекс физико-химических и петрофизических работ выполнен в ИФЗ РАН: созданы базы данных по физическим свойствам горных пород, руд и минералов; по методам, программному обеспечению, получению экспериментальных данных и выполнению распределенных вычислений сейсмических шумов Земли (проект «Дыхание Земли», научный руководитель проекта чл.-корр. РАН Соболев Г.А.); создана электронная база данных комплекта карт повторяемости сейсмических сотрясений различной интенсивности на земной поверхности Северной Евразии (научный руководитель проекта проф. Уломов В.И.).

В Научной станции РАН (в г. Бишкеке) созданы электронные баыз данных сейсмичности, электропроводности, магнитного поля, космической геодезии, блокового строения земной коры для территории Бишкекского геодинамического полигона (научный руководитель проекта проф. Брагин В.Д.).

В ИГЕМ РАН на базе созданной интегрированной среды проведена экспериментальная проверка поддержки «жизненного цикла» созданного программно-технологического комплекса на вычислительных моделях петрофизических процессов и явлений. Исследования проводились с использованием разработанных сетевых технологий и ресурсов. Этими

результатами (руководитель проекта академик О.А. Богатиков) показана возможность применения созданной информационно-аналитической среды для решения таких сложных научных задач, как комплексный петрологический анализ золотосеребряных месторождений Курило-Камчатского вулканического пояса, исследование сейсмического потенциала Северо-Кавказского региона по комплексу геолого-геофизических характеристик, анализ пространственно-временных предвестников Сусамырского землетрясения, комплексный анализ природных опасностей на территории РФ и др. задач с использованием технологий Веб, ГИС и Грид (в режиме *он-лайн*).

В ИГТД РАН создана информационная система по геолого-тектоническому строению, минерагении и изотопной геохронологии докембрия континентов (научный руководитель проекта проф. Вревский А.Б.).

Дальнейшие работы по проекту «Электронная Земля» в области петрофизики, интерпретации геофизических данных, построения моделей поиска месторождений полезных ископаемых ориентируются на интеграцию академических и отраслевых информационных ресурсов за счет организации оперативного удаленного доступа к метаданным по сети Интернет; развитие сетевых аналитических геоинформационных технологий и систем; постановку новых фундаментальных и прикладных исследований на основе объединения информационных ресурсов из смежных областей знаний по федеральным и другим целевым комплексным программам и проектам.

МАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕКТИТОВ

Воловецкий М.В.[1], **Гендлер Т.С.**[2], **Луканин О.А.**[1]
[1]Институт геохимии и аналитической химии (ГЕОХИ РАН)
[2]Институт физики Земли (ИФЗ РАН)

MAGNETIC INVESTIGATIONS OF TEKTITES

Volovetskyi M.V.[1], **Lukanin O.A.**[1], **Gendler T.S.**[2]
[1]Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia,
[2]Shmidt Institute of Physics of the Earth RAS Moscow, Russia

Тектиты представляют собой небольшие стеклянные тела размером от нескольких миллиметров (микротектиты) до нескольких сантиметров, форма которых в той или иной степени имеет признаки аэродинамического воздействия. Они образуют обширные поля рассеяния в различных районах земного шара: Центральной Европе, Северной Америке, Западной Африке, Юго-Восточной Азии и Австралии. Очень низкие содержания Fe^{3+} и воды в тектитах по сравнению с породами земной коры послужили основанием для предположения об их лунном происхождении в результате ударного плавления сильно восстановленных и исключительно сухих лунных пород [1]. Однако накопленные к настоящему времени геохимические данные свидетельствуют о формировании тектитов в земных условиях в результате ударных событий большой мощности [2, 3 и др.].

В некоторых разновидностях тектитовых стекол были найдены сферические микровключения металлического железа диаметром ~ 1-800 мкм, имеющие повышенные содержания Ni (1-6 мас.%). Впервые они были обнаружены в нескольких образцах филиппинских тектитов, а затем в индошинитах Вьетнама [4]. Металлические включения с высоким содержанием Ni, по мнению Бретта [5], могли иметь метеоритный источник. Предположение о присутствии субмикровключений металлического железа в тектитовых стеклах было сделано на основании изучения их магнитных свойств. Проведя измерения магнитной восприимчивости тектитовых стекол из различных регионов (в том числе и стекол с Fe-Ni включениями), Торп и Сенфтл [6] пришли к заключению, что наилучшей интерпретацией полученных данных могло бы быть наличие во всех изученных стеклах субмикроскопических (<1 мкм) включений металлического железа, подобных более крупным металлическим включениям, найденным в некоторых образцах филиппинских тектитов. Авторы приписали температурно-независимую компоненту магнитной восприимчивости микровключениям железа. С другой стороны результаты изучения магнитной восприимчивости группы тектитов, выполненные Вернером и Баррадейлом [7], показали, что ферромагнитный вклад очень мал по сравнению с парамагнитным и, следовательно, содержание во всех изученных образцах ферромагнитных фаз, таких как магнетит, металлическое железо или никель, очень мало.

В данном сообщении представлены предварительные результаты магнитных исследований тектитов из различных областей рассеяния: молдавитов (Чехия), индошинитов (Вьетнам), австралитов (Австралия) и филиппинитов (Филиппины). Образцы представляли собой чистое стекло, без видимых включений. Анализ химического состава образцов не обнаружил в них повышенного содержания никеля.

Была измерена магнитная восприимчивость в слабом магнитном поле при двух различных частотах (χ_{LF} and χ_{HF}), естественная остаточная намагниченность (NRM), намагниченность насыщения (SM), остаточная намагниченность насыщения (SRM), приобретенная в магнитном поле около 0,7 Т. Также была предпринята попытка идентификации магнитных фаз путем измерения температурной зависимости намагниченности насыщения в интервале температур 20÷750 ºС на магнитных весах Кюри с чувствительностью 10^{-5} Ам^2/кг.

Значения величин χ, SM, SRM отличаются для различных тектитов и лежат в пределах литературных данных (табл.1.), подтверждая чрезвычайно низкую концентрацию ферромагнитных включений. Величины NRM оказались близкими к пределу чувствительности магнитометра GR-4 (AGIKO).

Табл.1. Остаточная намагниченность (SRM), естественная остаточная намагниченность (NRM) и магнитная восприимчивость (χ) тектитов по литературным данным.

№	Данные	SRM, 10^{-5} Ам^2/кг	NRM, 10^{-5} Ам^2/кг	χ, 10^{-8} м^3/кг
1	Senftle, Thorpe 1959 [8] Thorpe et al. 1963 [6]			3÷9
2	Werner, Borradaile 1998 [7] (австр., инд., фил.)	1.3÷103		2÷10
3	Gasparis et al. 1975 [9] (тект. типа Муонг-Нонг)		0.01÷0.79	

Температурные зависимости намагниченности M(T) всех исследованных тектитов представляют собой в основном типичные парамагнитные кривые (рис. 1). Для выделения минорного вклада ферромагнитных фаз, из термомагнитных кривых был вычтен сигнал контейнера и основная парамагнитная составляющая. Полученная разность представляет собой очень слабый сигнал, недостаточный для надежного определения точек Кюри (см. рис.1.). Тем не менее, по температурному интервалу разрушения разностных термомагнитных кривых (560-590^{o}C), можно предположить, что носителем NRM в тектитах является только высоко-железистый титаномагнетит. Ранее к подобному выводу пришел Гаспарис [9]. Отметим, что мессбауэровские исследования изученных в данной работе тектитов [10] не обнаруживают какого-либо вклада в спектры ферромагнитных фаз, поскольку их концентрация, оцененная из магнитных измерений, меньше 10^{-3} %. Таким образом, проведенные в данной работе термомагнитные

измерения не подтверждают сделанное ранее в некоторых работах [5, 6] предположение о возможном широком развитии в тектитах Fe-Ni субмикровключений коллоидного размера. Можно сделать вывод, преобладающая часть железа в исследованных тектитовых стеклах находится в растворенном состоянии в виде двух- и трехвалентных ионов [10], и лишь незначительная часть может находиться в виде субмикроскопических частиц титаномагнетитового состава.

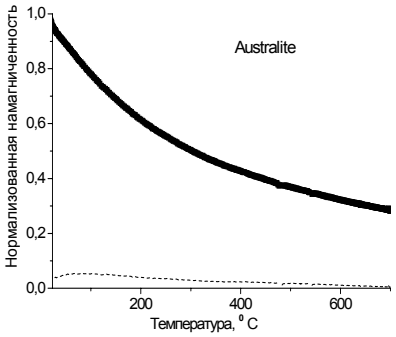


Рис.1. Термомагнитная кривая M(T) австралита (сплошная линия – экспериментальная кривая, пунктирная – после вычитания суммарного парамагнитного вклада).

1. O'Keefe J.A. Tektites and their origin. Amsterdam-Oxford-New York, Elsevier, 1976. 254 p.
2. Lukanin O.A., Kadik A.A. Geochemistry International. Vol. 45. Pp. 857-881. 2007.
3. Heinen G. Tektites witnesses of cosmic catastrophes. Imprimerie, Luxembourg. 1998, 189 p.
4. E. C. T. Chao, E.J. Dwornik, J. Littler. Geochim. Cosmochim. Acta. Vol. 28. Pp. 971-980. 1964.
5. Brett R. Amer. Miner. Vol. 52. Pp. 721-733. 1967.
6. A.N. Thorpe, F.E. Senftle. Geochim. Cosmochim. Acta. Vol. 28. Pp. 981-994. 1964.
7. T. Werner, G.J. Borradaile. Phys. Earth Planet. Inter. Vol. 108. Pp. 235-243. 1998.
8. F.E. Senftle, A. N. Thorpe. Geochim. Cosmochim. Acta. Vol. 17. Pp. 234-247. 1959.
9. A.A. de Gasparis, M. Fuller, W.A. Cassidy. Geology. Vol. 3. Pp. 605-607. 1975.
10. Русаков В.С., Воловецкий М.В, Луканин О.А. Вестник Московского университета. Физика, 2007, №3, стр. 57-62.

In present work the magnetic properties of some tektites were studied using measurements of low field magnetic susceptibility at two different frequencies (χ_{LF} and χ_{HF}), natural remanent magnetisation (NRM), saturation magnetization (SM), saturation remanent magnetization (SRM) acquired in magnetic field about 0.7 T. Attempts to identify the magnetic phases in tektites were made by measurements of SM temperature dependence in 20÷750 °C temperature interval on Curie balance. χ, NRM, SM and SRM values were different for different tektites and lay within the intervals of the published data. Thermomagnetic curves M(T) of all studied tektites reveal mainly typical shape for paramagnetic phase. No iron or iron-nickel phases in studied tektites were detected, or theirs concentrations are far beyond of sensitivity used magnetic equipments.

ТЕРМОДИНАМИКА РАВНОВЕСИЯ $PdSe_2/Pd_{17}Se_{15}$, ОПРЕДЕЛЕННАЯ ЭДС-МЕТОДОМ

Воронин М.В.[1], Горбачев П.Н.[2], Осадчий Е.Г.[1]

[1]Институт экспериментальной минералогии (ИЭМ РАН)

[2]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и и геохимии (ИГЕМ РАН)

euo@iem.ac.ru

Халькогениды металлов платиновой группы (в том числе палладия) являются важными концентраторами ЭПГ на заключительном этапе формирования сульфидных магматогенных месторождений. Знание термодинамических данных для минералов и фаз позволяет оценить условия формирования рудной минерализации, а также может использоваться для определения форм переноса.

Среди селенидов палладия в природе обнаружены [1]: палладсеит $Pd_{17}Se_{15}$, вербикит $PdSe_2$, остербошит Pd_7Se_5 и фаза состава Pd_3Se_2. В бинарной системе палладий-селен определены [2]: $PdSe_2$, $PdSe$, $Pd_{17}Se_{15}$, Pd_7Se_4, $Pd_{34}Se_{11}$, Pd_7Se_2, Pd_4Se, Pd_9Se_2.

В качестве изучаемого выбрано равновесие с наибольшим содержанием селена в системе, как наиболее вероятно находящиеся в равновесии с Ag_2Se (условие необходимое при изучении с помощью *Ag*-проводящего твердого электролита). Фазы получены методом сухого синтеза в вакуумированных (~10^{-4} бар) ампулах из кварцевого стекла. Произведена попытка синтезировать фазы состава $PdSe$, $PdSe_2$, а также обнаруженный недавно [3] минерал крисстэнлеит (chrisstanleyite $Ag_2Pd_3Se_4$). Исследование методом рентгеновской порошковой дифрактометрии с использованием базы данных JCPDS показало, что в бинарной системе получена фаза $PdSe_2$, вместо фазы $PdSe$ получена смесь фаз $Pd_{17}Se_{15}$ и $PdSe_2$. В системе *Ag-Pd-Se* не происходит образования при условиях синтеза (873–973 K) тройной фазы, вместо которой получилась смесь фаз Ag_2Se, $Pd_{17}Se_{15}$, $PdSe_2$. Таким образом, фаза $Ag_2Pd_3Se_4$ найденная в природе не обнаруживается в условиях эксперимента, также как и соединение $PdSe$.

В системе *Ag-Pd-Se* изучено равновесие селенидов палладия ($PdSe_2/Pd_{17}Se_{15}$) по реакции:

$$38Ag + 17PdSe_2 = 19Ag_2Se + Pd_{17}Se_{15} \quad (1)$$

которая реализуется в полностью твердотельной гальванической ячейке с общим газовым пространством в токе аргона:

$$(-)Pt\left|Ag\right|AgI\left|Ag_2Se, PdSe_2, Pd_{17}Se_{15}\right|Pt(+) \quad (A)$$

Оборудование, метод измерения ЭДС, схема гальванической ячейки и операции с ячейкой описаны в [4].

В результате получена температурная зависимость ЭДС (E, мВ) для реакции (1) в диапазоне температур 445-660 К (рис. 1), которая описывается уравнением вида $E = a + bT + cT\ln(T)$ ($\Delta_r C_p = \text{const} \neq 0$):

E(A), мВ= 38.97 – 0.6589·T + 0.1089·T·ln$T$ (445<T/K<660), R^2 = 0.9991, k=31 (2)

где k – количество экспериментальных точек, R^2 – коэффициент корреляции экспериментальных данных.

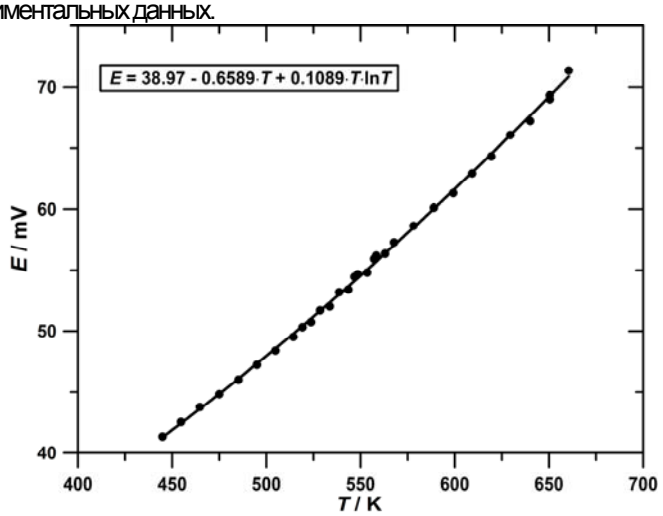


Рис. 1. Температурная зависимость ЭДС для ячейки (А).

Одним из показателей оценки минеральных (в том числе халькогенидных) равновесий является температурная зависимость активности (или парциального давления) летучего компонента. Для нахождения температурной зависимости активности газообразного селена над равновесием $PdSe_2/Pd_{17}Se_{15}$ использовалась полученная ранее [5] зависимость:

$$\lg a_{Se_2} = \frac{20.1588 \cdot E - 10538.34}{T} + 3.162 \qquad (3)$$

где E – ЭДС в милливольтах, T – температура в кельвинах.

Уравнение (3) применимо для расчета равновесий в электрохимических ячейках, в которых потенциалобразующий процесс определяется реакцией $2Ag + 0.5Se_{2(g)} = Ag_2Se_{(\alpha)}$.

Подстановкой в (3) измеренных значений E и T получим:

$$\lg a_{Se_2} = -10.38 - 9733.62 \cdot T^{-1} + 2.231 \cdot \ln T \qquad (445<T/K<660) \qquad (4)$$

На рисунке 2 показаны температурные зависимости $\lg a_{Se_2}$ для изученного равновесия $PdSe_2/Pd_{17}Se_{15}$. Для сравнения нанесены линия равновесия Ag/Ag_2Se, построенная по данным [6, 7], а равновесия $Se_{2g}/Se_{(ls)}$ по данным [8].

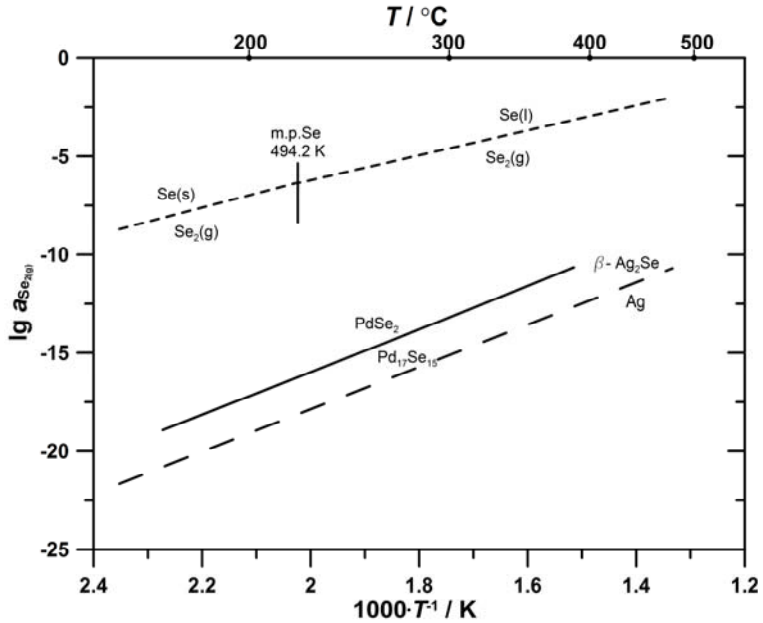


Рис. 2. Температурные зависимости $\lg a_{Se_2}$ для рассмотренных в системе *Ag-Pd-Se* равновесий.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 08-05-00564, 08-05-00582, 06-05-64444) и программы № 7 ОНЗ РАН.

1. Olin A., Nolang B., Ohman L-O., Osadchii E.G., Rosen E. Chemical thermodynamics of Selenium. Nuclear Energy Agency Data Bank. Organisation for Economic Co-operation and Development. Ed. V. 7. Chemical Thermodynamics. Noth Holland Elsevier Science Pubishers B.V., Amsterdam, The Netherlands, 2005, 851p.
2. Okamoto H. // *J. of Phase Equilibria and Diffusion*, 1992, 13, № 1, p. 69-72.
3. Paar W.H., Roberts A.C., Criddle A.J., Topa D. // *Miner. Magazine*, 1998, 62, № 2, p. 257-264.
4. Osadchii E.G., Rappo O.A. // *American Mineralogist,* 2004, 89, p. 1405-1410.
5. Воронин М.В., Чареев Д.А., Осадчий Е.Г. // *Расширенные тезисы ЕСЭМПГ-2008г "ВЕСТНИК ОТДЕЛЕНИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ РАН" электронный научно-информационный журнал.* Москва, 22 - 23 апреля 2008 г. (принято в печать).
6. Osadchii E.G., Echmaeva E.A. // *American Mineralogist,* 2007, 92, p. 640-647.
7. Nasar A., Shamsuddin M. // *Metallurgical and Materials Transactions B*, 1997, 28, №3, p. 519-522.
8. Barin I. Thermochemical Data of Pure Substances, 1995, Vol.II, 1885p.

СРАВНЕНИЕ ДАННЫХ ЭДС ИЗМЕРЕНИЙ В СИСТЕМЕ *Ag-Sb*

Воронин М.В., Осадчий Е.Г.
Институт экспериментальной минералогии (ИЭМ РАН)

euo@iem.ac.ru

В системе *Ag-Sb* известно два бинарных соединения (минерала) [1, 2]: Ag_6Sb (аллargентум), Ag_3Sb (дискразит). Определению термодинамических свойств этих фаз посвящены многочисленные измерения с использованием ЭДС-метода [3–7]. В месте с тем ни в одном справочнике термодинамических величин не приводится термодинамические константы для этих веществ.

В бинарной системе *Ag-Sb* могут быть изучены три электрохимические реакции.

Для образования дискразита электрохимическая реакция записывается следующим образом:

$3Ag + Sb = Ag_3Sb$	суммарная потенциалобразующая реакция	(1)
$3Ag = 3Ag^+ + 3e^-$	левый электрод (система сравнения)	(–)
$3Ag^+ + 3e^- + Sb = Ag_3Sb$	правый электрод (система образца)	(+),

которая исследовалась в электрохимической ячейки:

(–)*Pt* | *Ag* | SE | Ag_3Sb, *Sb* | *Pt*(+) (A),

с общим газовым пространством в токе аргона, где SE – *Ag*-проводящий твердый электролит (*AgI* или $RbAg_4I_5$).

Для образования аллargентума электрохимическая реакции выглядит следующим образом:

$3Ag + Ag_3Sb = Ag_6Sb$	суммарная потенциалобразующая реакция	(2)
$3Ag = 3Ag^+ + 3e^-$	левый электрод (система сравнения)	(–)
$3Ag^+ + 3e^- + Ag_3Sb = Ag_6Sb$	правый электрод (система образца)	(+),

которая исследовалась в электрохимической ячейки:

(–)*Pt* | *Ag* | SE | Ag_6Sb, Ag_3Sb | *Pt*(+) (B)

Также возможна следующая электрохимическая реакция:

$Ag_6Sb(кр.) + Sb(кр.) = 2Ag_3Sb(кр.)$	суммарная потенциалобразующая реакция	(3)
$Ag_6Sb = 3Ag^+ + 3e^- + Ag_3Sb$	левый электрод (система сравнения)	(–)
$3Ag^+ + 3e^- + Sb = Ag_3Sb$	правый электрод (система образца)	(+),

которая реализуется в симметричной полностью твердотельной электрохимической ячейки:

(–)*Pt* | Ag_6Sb, Ag_3Sb | SE | Ag_3Sb, *Sb* | *Pt*(+) (C),

в которой системой образца служит смесь фаз с большим химическим потенциалом серебра.

В данной работе представлены результаты измерений в ячейках (B) и (C) в сравнение с литературными данными по ячейкам (A) и (B).

Образцы синтезировались из элементов как индивидуальные вещества состава Ag_6Sb и Ag_3Sb, так и смесями фаз $Ag_6Sb + Ag_3Sb$ и $Ag_3Sb + Sb$. Для этого были взяты составы, соответствующие 17,5 ат. % сурьмы для смеси – $Ag_6Sb + Ag_3Sb$ и 41 ат. % сурьмы для смеси – $Ag_3Sb + Sb$. Синтез проводился сплавлением в пламени горелки навесок предварительно запаянных в кварцевые ампулы, с последующим отжигом в течение 24 часов при 673 К. Оборудование, метод измерения ЭДС, схема гальванической ячейки и операции с ячейкой описаны в [8]. В результате получены температурные зависимости ЭДС (E, мВ) (рис. 1):

E(B), мВ = –(7.537±1.212) + (0.0318±2.8·10^{3})·T, (400.6<T/K<476), R^2 = 0.9761, k = 15 (4)

E(C), мВ = (3.793±2.953) + (0.0479±6.4·10^{3})·T, (437<T/K<490,8), R^2 = 0.9827, k = 6 (5)

где k – количество экспериментальных точек, R^2 – коэффициент корреляции экспериментальных данных.

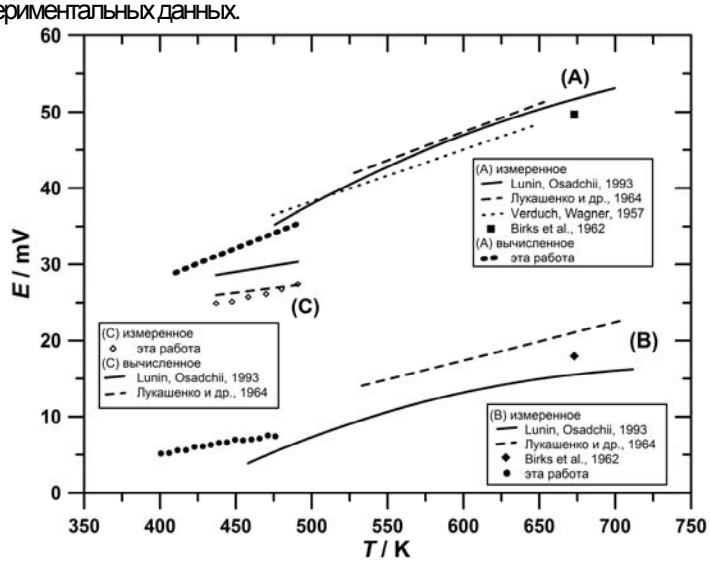


Рис. 1. Сопоставление ЭДС измерений, выполненных в разное время.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 08-05-00564, а также №№ 08-05-00582, 06-05-64444 и программы № 7 ОНЗ РАН.

1. Okamoto H. // *J. of Phase Equilibria and Diffusion*, 2007, 28, № 4, p. 403.
2. Cipriani C., Corazza M., Mazzetti G. // *European J. of Mineralogy*, 1996, 8, p. 1347–1350.
3. Lunin S.E., Osadchii E.G. // *Experiment in Geosci.*, 1993, 2, p. 20–23.
4. Verduch A.G., Wagner C. // *J Phys. Chem.*, 1957, 61, p. 558–562.
5. Birks N., Rickert H., Wagner C. // *Ztschr. Elektrochem.*, 1962, 66, p. 266–269.
6. Лукашенко Г.М., Еременко В.Н., Сидорко В.Р. // *ЖНХ*, 1964, №9, с. 220–221.
7. Weibke F., Efinger I. // *Ztschr. Elektrochem.*, 1940, 46, №2, p. 61–69.
8. Osadchii E.G., Rappo O.A. // *American Mineralogist,* 2004, 89, p. 1405–1410.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТАНДАРТНОЙ ЭНЕРГИИ ОБРАЗОВАНИЯ СТЕФАНИТА (Ag_5SbS_4) МЕТОДОМ ЭДС

Воронин М.В., Осадчий Е.Г.
Институт экспериментальной минералогии (ИЭМ РАН)

euo@iem.ac.ru

Фазовые отношения в системе Ag-Sb-S (рис. 1) детально изучены в работе Кейхина и Хони [1]. Выявлены следующие соединения (минералы):

– в псевдобинарной системе Ag_2S-Sb_2S_3 известны $AgSbS_2$ (α–миаргирит, β–миаргирит), Ag_3SbS_3 (пиростильпнит, пираргирит), Ag_5SbS_4 (стефанит);
– в бинарных – Ag_6Sb (алларгентум), Ag_3Sb (дискразит), Ag_2S (акантит, аргентит), Sb_2S_3 (стибнит (антимонит));
– а также минерал Sb–биллингслеит состава Ag_7SbS_6.

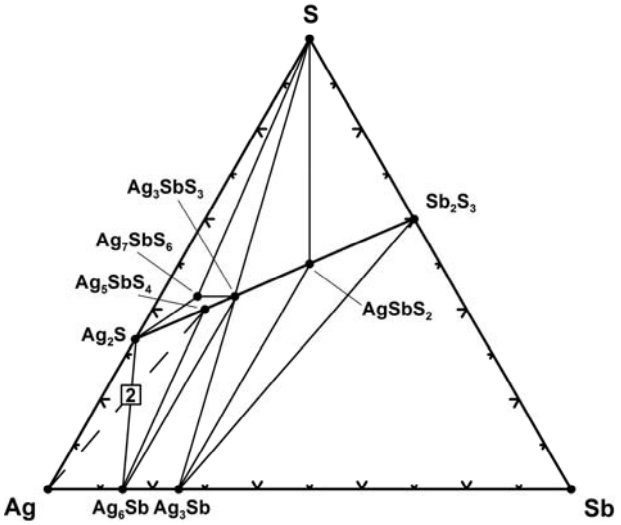


Рис. 1. Фазовые отношения в системе Ag-Sb-S при T/K < 470 по данным [1] с уточнениями (цифрой 2 показана электрохимическая реакция, изученная в данной работе).

По данным [1] стефанит устойчив ниже 197±5°C (470 K). Выше этой температуры распадается с образованием аргентита и пираргирита. Таким образом, в области составов Ag_2S-Ag_3SbS_3 возможны следующие электрохимические равновесия с алларгентумом и серебром:

$9Ag + Ag_3SbS_3 = Ag_6Sb + 3Ag_2S$ (T/K > 470) (1)
$12Ag + Ag_4SbS_5 = Ag_6Sb + 5Ag_2S$ (T/K < 470) (2)
$9Ag + 5Ag_3SbS_3 = 2Ag_6Sb + 3Ag_4SbS_5$ (T/K < 470) (3)

В работе представлены данные для реакции (2), которая была осуществлена в полностью твердотельной гальванической ячейке:

(–)Pt | Ag | $RbAg_4I_5$ | Ag_6Sb, Ag_4SbS_5, Ag_2S | Pt(+) (A),

с общим газовым пространством в токе аргона. Оборудование, метод измерения ЭДС, схема гальванической ячейки и операции с ячейкой описаны в [2].

Полученная температурная зависимость ЭДС (E, мВ) для изучаемой реакции (2) описывается линейным ($\Delta_r C_p$ = const = 0) уравнением (рис. 2):

E(A), мВ = –(7.771±0.514) + (0.0216±1.3·10^{-3})·T, (368.3<T/K<445.9), R^2 = 0.9515, k = 17 (4),

где k – количество экспериментальных точек, R^2 – коэффициент корреляции экспериментальных данных. Из которого комбинированием уравнений:

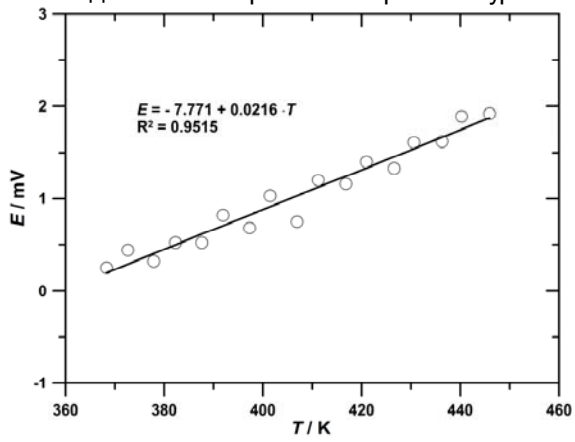


Рис. 2. Температурная зависимость ЭДС для ячейки (A).

$\Delta_r G$ (Дж·моль$^{-1}$) = – n·10^{-3}·F·E (5),

где n = 12 – количество электронов участвующих в электрохимической реакции, F – константа Фарадея и:

$\Delta_r G°$ (Дж·моль$^{-1}$) = $\Delta_f G°$ (Ag_6Sb) + 5·$\Delta_f G°$ (Ag_2S) – $\Delta_f G°$ (Ag_4SbS_5) (6),

где $\Delta_f G°$ (Ag_2S) = –39700 (Дж·моль$^{-1}$) взято из [3], $\Delta_f G°$ (Ag_6Sb) = –7870 (Дж·моль$^{-1}$) рассчитано из данных работы [4] − получено следующие значение стандартной энергии образования стефанита: $\Delta_f G°$ (Ag_4SbS_5) = –207911 (Дж·моль$^{-1}$).

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 08-05-00564, а также проектов №№ 08-05-00582, 06-05-64444 и программы № 7 ОНЗ РАН.

1. Keighin C.W., Honea R.M. // Mineralium Deposita, 1969, 4, p. 153–171.
2. Osadchii E.G., Rappo O.A. // American Mineralogist, 2004, 89, p. 1405–1410.
3. Robie R.A., Hemingway B.S. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar (10^5 Pascals) pressure and at high temperatures. U. S. Geol. Survey Bull. 2131, Washington: United states government printing office, 1995, 461p.
4. Лукашенко Г.М., Еременко В.Н., Сидорко В.Р. // ЖНХ, 1964, №9, с. 220–221.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РАВНОВЕСИЯ МОНО– И ДИСЕЛЕНИДА ЖЕЛЕЗА ПРИ 421–690 K И 1 АТМ

Воронин В. М., Чареев, Д.А., Осадчий Е.Г.
Институт экспериментальной минералогии (ИЭМ РАН),

euo@iem.ac.ru

Равновесие диселенида железа $FeSe_2$ с нестехиометричным моноселенидом *'FeSe'* изучено в соответствии с фазовой диаграммой системы *Fe-Se* [1], которая практически идентична фазовой диаграмме *Fe–S,* но, вероятно, имеет более широкую область гомогенности моноселенида. Эксперименты проведены в полностью твердотельной гальванической ячейке с общим газовым пространством в токе аргона, с использованием *Ag*-проводящего электролита (*AgI*). Для чего используется вспомогательная система *Ag-Fe-Se*, аналогично исследованию в системе *Ag-Fe-S* [2]:

(-) *Pt* | *Ag* | *AgI* | *'FeSe', $FeSe_2$, Ag_2Se* | *Pt* (+) (A)

Ячейка может быть представлена в виде суммы двух полуэлементов, один из которых содержит исследуемое равновесие в качестве источника селена (твердофазный буфер):

$2Ag_{(\sigma)} = 2Ag^+ + 2\bar{e}$	левый полуэлемент (система сравнения)	(-)
$2Ag^+ + 2\bar{e} + 0.5Se_{2(g)} = Ag_2Se_{(\sigma)}$	правый полуэлемент (система образца)	(+)
$FeSe_{2(\sigma)} = 'FeSe'_{(\sigma)} + 0.5Se_{2(g)}$		

суммарная потенциалобразующая реакция:

$FeSe_{2(\sigma)} + 2Ag_{(\sigma)} = 'FeSe'_{(\sigma)} + Ag_2Se_{(\sigma)}$ (1)

Оборудование, методика ЭДС измерений, схема гальванической ячейки и операции с ячейкой описаны в [3].

Результаты измерений представлены в виде трех линейных зависимостей ЭДС от температуры ($\Delta_r C_p = 0$), отвечающих области устойчивости модификаций (γ, β и α соответственно) *'FeSe'* с $FeSe_2$ (рис. 1):

E(A), мВ = –(154.37±0.77) + (0.5777±1.2·10^{-3})·T, (578.4<T/K<689.7), k = 9, (2)
$2\cdot\sigma_o$ = 0.141

E(A), мВ = –(137.54±2.01) + (0.5486±3.9·10^{-3})·T, (466.3<T/K<578.4), k = 12, (3)
$2\cdot\sigma_o$ = 0.400

E(A), мВ = –(57.38±16.67) + (0.3767±3.8·10^{-2})·T, (421.6<T/K<466.3), k = 6, (4),
$2\cdot\sigma_o$ = 1.258

где k – количество экспериментальных точек, $2\cdot\sigma_o$ – доверительный интервал для определения погрешности аппроксимации экспериментальных данных методом наименьших квадратов.

Температуры фазовых переходов в *'FeSe'* T_{tr} (β-γ)=(578.4±12) K и T_{tr} (α–β)=(466.3±15) K найдены совместным решением уравнений (1) – (2) и (2) – (3) соответственно. Величины энтальпии переходов $\Delta_{tr}H$ ($\beta\rightarrow\gamma$)= (3248±700)

Дж·моль$^{-1}$ и $\Delta_{tr}H(\alpha\rightarrow\beta)$= (15468±1400) Дж·моль$^{-1}$ определены с использованием уравнения [4]:

$\Delta_{tr}H_{(lowT\rightarrow highT)} = -n\cdot F\cdot 10^{-3}\cdot((\partial E/\partial T)^{lowT} - (\partial E/\partial T)^{highT})_p \cdot T_{tr}$ (5),

где $(\partial E/\partial T)$ наклоны низкотемпературной и высокотемпературной зависимостей ЭДС соответственно.

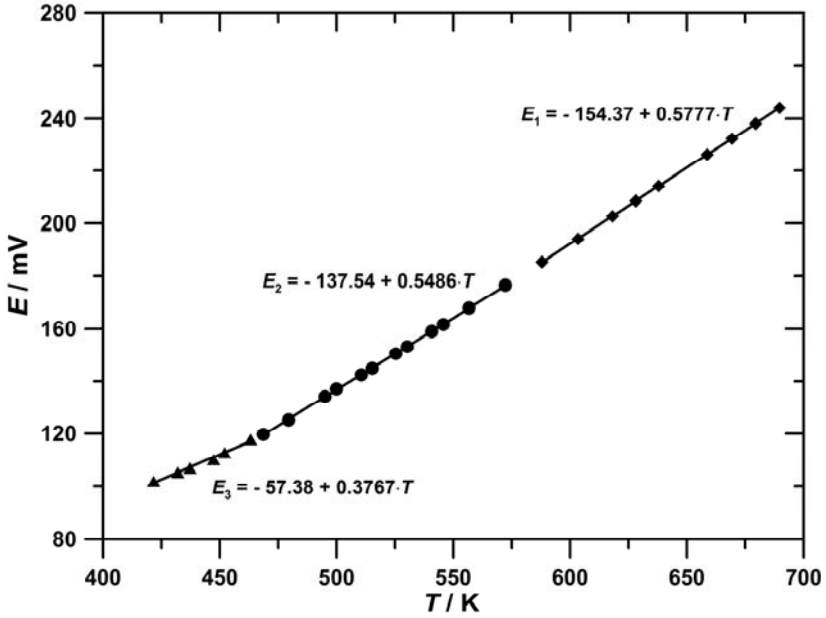


Рис.1. Температурная зависимость ЭДС для ячейки (А).

Одним из показателей оценки халькогенидных равновесий является температурная зависимость парциального давления летучего компонента. Для нахождения температурной зависимости активности газообразного селена над равновесием *'FeSe'/FeSe$_2$* использовалась полученная ранее [5] зависимость:

$$\lg a_{Se_2} = \frac{20.1588\cdot E - 10538.34}{T} + 3.162 \quad (6),$$

где *E* – ЭДС в милливольтах, *T* – температура в кельвинах.

Уравнение (6) применимо для любых электрохимических ячеек, в которых потенциалобразующий процесс характеризуется реакцией $2Ag^+ + 2\bar{e} + 0.5Se_{2(g)} = Ag_2Se_{(cr)}$. Подстановкой в (6) измеренных значений *E* и *T* получим:

$$\lg a_{Se_2} = (14.81\pm0.03) - (13650\ \mu\ 16)\cdot T^{-1} \quad (7)$$

(578.4<*T*/K<689.7)

$$\lg a_{Se_2} = (14.22\pm0.08) - (13308\ \mu\ 41)\cdot T^{-1} \quad (8)$$

(466.3<*T*/K<578.4)

$$\lg a_{Se_2} = (10.72\pm0.75) - (11678\ \mu\ 331)\cdot T^{-1} \quad (9)$$

(421.6<*T*/K<466.3)

На рисунке 2 показаны температурные зависимости $\lg a_{Se_2}$ для исследуемого равновесия *'FeSe'/FeSe*$_2$. Линия равновесия *Ag/Ag*$_2$*Se* построена по данным [6,7], а равновесие *Se*$_{2(g)}$*/Se*$_{(ls)}$ по данным [8].

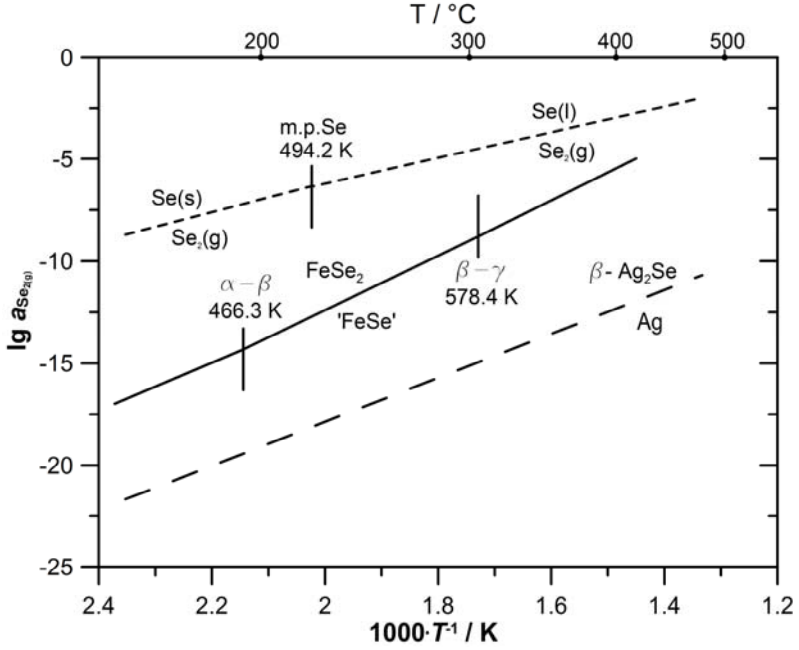


Рис.2. Температурная зависимость летучести селена на линии равновесия *'FeSe'/FeSe*$_2$.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 08-05-00564, 08-05-00582, 06-05-64444), Фонда Содействия Отечественной Науке и программы № 7 ОНЗ РАН.

1. Okamoto H. // *J. of Phase Equilibria and Diffusion*, 1991, 12, №3, p. 383-389.
2. Osadchii E.G., Chareev D.A. // *Geochimica et Cosmochimica Acta,* 2006, 70, p. 5617-5633.
3. Osadchii E.G., Rappo O.A. // *American Mineralogist,* 2004, 89, p. 1405-1410.
4. Карапетьянц М.Х. Химическая термодинамика. М.: Химия, 1975, 583с.
5. Воронин М.В., Чареев Д.А., Осадчий Е.Г. // *Расширенные тезисы ЕСЭМПГ-2008г "ВЕСТНИК ОТДЕЛЕНИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ РАН" электронный научно-информационный журнал.* Москва, 22 - 23 апреля 2008 г. (принято в печать).
6. Osadchii E.G., Echmaeva E.A. // *American Mineralogist,* 2007, 92, p. 640-647.
7. Nasar A., Shamsuddin M. // *Metallurgical and Materials Transactions B*, 1997, 28, №3, p. 519-522.
8. Barin I. Thermochemical Data of Pure Substances, 1995, Vol.II, 1885p.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО НАМАГНИЧИВАНИЯ ПРИ ФАЗОВЫХ ПРЕВРАЩЕНИЯХ ПРИРОДНОГО Г-FEOOH В ИЗОТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Гапеев А.К., Грибов С.К.
Геофизическая обсерватория «Борок», филиал ИФЗ РАН
(ГО «Борок» ИФЗ РАН)
gapeevak@borok.yar.ru

До начала наших исследований реакции дегидратации γ-FeOOH в отечественных и зарубежных лабораториях выполнялись лишь относительно кратковременные эксперименты. В данных случаях фактор геологического времени в какой-то мере заменялся изменением (повышением) температуры реакции. В результате свойства относительно низкотемпературной *CRM*, формирующейся во внешнем магнитном поле в ходе длительного во времени постепенного фазового перехода γ-FeOOH→γ-Fe_2O_3→α-Fe_2O_3, практически не изучались. В предыдущей [1] и настоящей работах нами были предприняты попытки в какой-то мере восполнить этот пробел.

В качестве объекта исследования выбран природный лепидокрокит, выделенный из железо-марганцевой руды коры выветривания (месторождение Кремиковцы в Болгарии). Количественный спектральный анализ отсепарированной фракции выявил в ней лишь примесь марганца (до 2 вес.%). Лабораторное моделирование *CRM* выполнено в постоянном магнитном поле $H=H_0$=0.1 mT в течение t=312 часов в различных температурных интервалах фазового превращения искомой γ–оксигидроокиси железа на трех сериях образцов. А именно: в температурном диапазоне 175÷375^{0}C (с интервалом 25^{0}C) – на образцах, представляющих собой смесь каолина и 1% весового содержания диспергированного порошка γ-FeOOH; при температурах реакции 200, 250 и 350^{0}C – на образцах с 3 вес.% диспергированного γ-FeOOH; наконец, при 250 и 350^{0}C – на массивных (40-50 мг) кусочках изучаемого лепидокрокита, которые использовались также и для рентгенофазового контроля за изменением состояния промежуточных продуктов разложения при данных температурах.

Эксперимент ставился следующим образом. Исходный образец диспергированного лепидокрокита отжигался на воздухе в печи термомагнитометра в течение 312 часов в поле H_0 (по одному из ребер куба образца) при заданной температуре $T=T_{CRM}$ (при этом периодически проводилось измерение остаточной намагниченности), после чего охлаждался до комнатной температуры T_0 в скомпенсированном лабораторном поле; полученная таким образом $J_{rc}(T_0)$ пошагово разрушалась переменным магнитным полем $\widetilde{H}$ с убывающей до нуля амплитудой. Этот же образец был повторно нагрет до соответствующей T_{CRM} и затем вновь охлажден до T_0 в поле H_0; созданная при этом парциальная остаточная намагниченность (J_{pt} или *pTRM*) также подвергалась $\widetilde{H}$ – чистке. Далее на исследуемом образце при T_0 в полях

H_0 и $\widetilde{H}$ =200 mT создавалась идеальная (безгистерезисная) остаточная намагниченность (J_{ri} или *ARM*) и проводилось ее размагничивание переменным полем.

Результаты изучения временно́й зависимости величин $J_{rc}(T)$ образцов с 1% весовым содержанием γ-FeOOH представлены на рис. 1. Характер изменения *CRM* в основном аналогичен описанному [1]: 1) образование химической остаточной намагниченности наблюдается уже в ходе дегидратации лепидокрокита при 175^{0}C, хотя зафиксировать процесс возникновения J_{rc} при данной температуре оказалось возможным только после сравнительно продолжительного интервала времени (t_0~7 час.) реакции; значение t_0 быстро уменьшается с повышением температуры разложения, в результате чего при T_{CRM}≥275^{0}C *CRM* фиксируется уже с самого начала проведения измерений, т.е. через 2 минуты температурной выдержки образцов в поле; 2) кривые $J_{rc}(t)$, полученные в ходе дегидратации при 187, 200, 225 и 250^{0}C, демонстрируют отчетливо выраженный промежуточный «пик» во временно́й зависимости *CRM* на этом этапе разложения γ-FeOOH; отрезки времени t_1 и t_2, соответствующие достижению данного максимального и последующего за ним минимального значений J_{rc}, сокращаются с увеличением T_{CRM} реакции; 3) в результате постепенного «вырождения» промежуточного экстремума зависимости $J_{rc}(t)$ процесс создания *CRM*, начиная с T_{CRM}>300^{0}C, характеризуется асимметричными ростом величины J_{rc} и последующим ее постепенным спадом, охватывающим существенный временной отрезок изотермического превращения γ-FeOOH при данных T_{CRM}, при этом величина максимального уровня химического намагничивания и время t_3 его достижения уменьшаются с увеличением температуры дегидратации исходного образца.

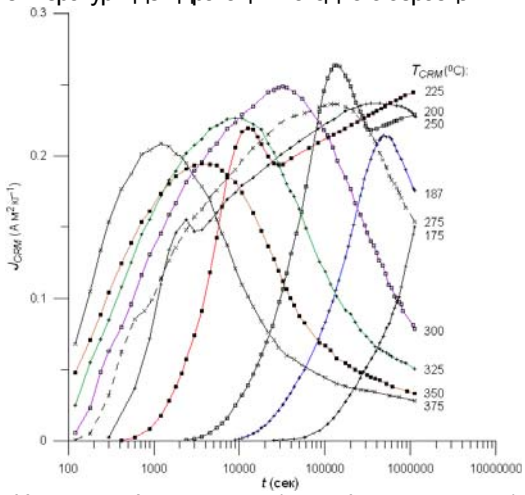


Рис.1. Изменение J_{rc} от времени (логарифмическая шкала) изотермической дегидратации лепидокрокита при разных температурах T_{CRM} реакции.

Такое временно́е поведение изотермической $J_{rc}(T)$ в основном находится в соответствии с результатами изучения кинетики (по изменению намагниченности насыщения J_S) реакции дегидратации искомого лепидокрокита, рассмотренными в работе [2]. Для примера на рис. 2 представлены полученные при подобных T,t-режимах термообработки образцов кривые $J_{rc}(T,t)$ и $J_S(T,t)$, демонстрирующие положительную корреляционную связь данных магнитных параметров на начальном и конечном этапах разложения γ-FeOOH. Это дает основание утверждать (подтверждено также рентгенографически на образцах массивных лепидокрокитов), что 1) временна́я «задержка» в возникновении *CRM* определяется продолжительностью «инкубационного» периода (соответствующего диффузионному удалению из лепидокрокитовой структуры молекул гидроксильной воды и образованию суперпарамагнитных маггемитовых кластеров вследствие миграции катионов железа относительно сохраняющегося анионного каркаса); 2) начальный возрастающий участок кривой $J_{rc}(t)$ связан с кинетикой роста маггемитовой фазы и отражает скорость увеличения ее концентрации и размерности на стадии перехода γ-FeOOH→γ-Fe_2O_3; 3) спад кривой $J_{rc}(t)$, регистрируемый в ходе настоящего изотермического эксперимента только при относительно высокотемпературном (T≥250^{0}C) разложении γ-FeOOH, соотносится со стадией реакции дегидратации, приводящей к образованию α–Fe_2O_3.

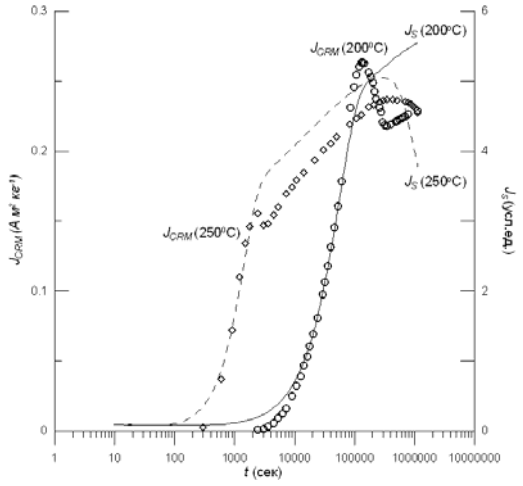


Рис.2. Корреляционная связь между $J_{rc}(t)$ и $J_S(t)$ в процессе изотермического (при 200 и 250^{0}C) разложения лепидокрокита.

Как хорошо видно на рис. 2, промежуточное снижение величины $J_{rc}(t)$ сопряжено с участком излома (с понижением наклона) восходящей ветви кривой $J_S(t)$. В

этом случае, очевидно, можно говорить о некоторой прямой корреляции J_{rc} со скоростью изменения $J_S(t)$. Такая особенность в поведении *CRM* как раз

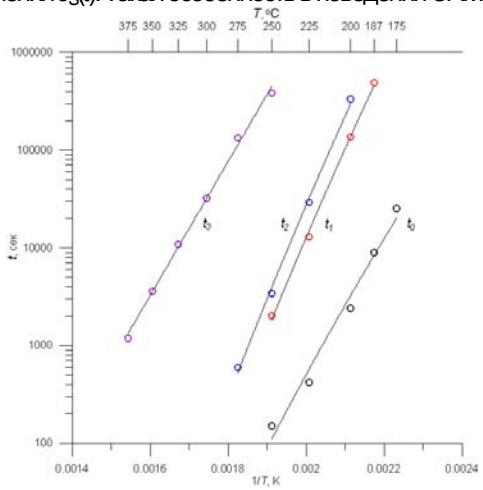


Рис.3. Зависимость параметров t_0, t_1, t_2 и t_3 (логарифмическая шкала времени) от $1/T$. Пояснения в тексте.

приходится на T,t-интервалы сосуществования в образцах на данном этапе термического разложения γ-FeOOH двух разновидностей маггемита, характеризующихся разной устойчивостью к температурным воздействиям. Согласно данным термомагнитного анализа [2], температура Кюри T_c менее стабильного γ-Fe_2O_3 составила ~354^{0}C; последний с увеличением времени и/или температуры реакции переходит в более термоустойчивую маггемитовую модификацию с T_c~523–553^{0}C. Предполагается, что относительно низкие значения T_c могут быть связаны с примесями водорода в кристаллической решетке шпинели.

Моделирование лабораторной *CRM* на в различной степени диспергированных порошковых и массивных природных лепидокрокитовых фракциях также показало, что увеличение в образце весового содержания γ-FeOOH не изменяет характер химического намагничивания при фазовых превращениях данной оксигидроокиси в изотермических условиях.

Таким образом, изменение величины $J_{rc}(T,t)$ в процессе отжига образцов отражает особенности фазовых превращений лепидокрокита, связанных с дегидратацией этого соединения, что находится в соответствии с результатами нашего предыдущего исследования [1].

Сопоставление свойств (величины и стабильности) *CRM* с соответствующими характеристиками образующихся в том же поле H_0 других видов остаточной намагниченности (*pTRM* и *ARM*) продуктов дегидратации γ-FeOOH позволило выявить следующие закономерности:

– после 312-часовой реакции дегидратации во всем исследованном нами температурном интервале (175÷375^{0}C) всегда по величине $J_{rc}(T_0) > J_{rk}(T_0) > J_{rpT}(T_0)$;

– устойчивость *CRM*, *pTRM* и *ARM* к воздействию $\widetilde{H}$ последовательно повышается на стадии превращения лепидокрокита в гематит, что, очевидно, отражает факт образования более «жесткого» в магнитном отношении минерала;

– медианные переменные магнитные поля $\widetilde{H}_m$ разрушения данных видов остаточной намагниченности соотносятся как $\widetilde{H}_m$ (*CRM*(T_0)) > $\widetilde{H}_m$ (*pTRM*(T_0)) при дегидратации γ-FeOOH до 310^{0}C и $\widetilde{H}_m$ (*CRM*(T_0)) < $\widetilde{H}_m$ (*pTRM*(T_0)) после более высоких температур реакции, причем на всех этапах дегидратации величина $\widetilde{H}_m$ (*ARM*(T_0)) всегда превышает значения $\widetilde{H}_m$ (*CRM*(T_0)) и $\widetilde{H}_m$ (*pTRM*(T_0));

– на всем изученном *T,t*-интервале фазовых превращений γ-FeOOH→γ-Fe_2O_3→α-Fe_2O_3 образующаяся *CRM* отражает направление только внешнего намагничивающего поля H_0.

На рис.3 представлены температурные зависимости упомянутых выше параметров t_0, t_1, t_2 и t_3, характеризующих на временной шкале (в условиях настоящего эксперимента) соответственно начало закрепления *CRM* образующейся маггемитовой фазы, начало перехода (?) γ-Fe_2O_3 в свою более термоустойчивую модификацию, а также «время жизни» исходного лепидокрокита и, наконец, момент снижения величины CRM на стадии структурного перехода в гематит. Линейность данных зависимостей дает возможность их экстраполяции на низкие температуры, т.е. позволяет выйти на моменты времени, не доступные при лабораторных исследованиях. В частности, согласно расчетным оценкам, при 200C «время жизни» рассматриваемой γ-FeOOH составило ~ 8.6 млн. лет, что вполне согласуется с литературными сведениями [3] о структурной устойчивости природных лепидокрокитов в условиях земной поверхности.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 06-05-64692).

ЛИТЕРАТУРА

1. Gendler T.S., Shcherbakov V.P., Dekkers M.J., Gapeev A.K., Gribov S.K., McClelland E. The lepidocrocite-maghemite-haematite reaction chain – I. Acquisition of chemical remanent magnetization by maghemite, its magnetic properties and thermal stability // Geophys. J. Int. 2005. V.160. P. 815-832.

2. Гапеев А.К., Грибов С.К. Особенности кинетики температурных фазовых и магнитных превращений природного лепидокрокита / Сб. “Проблемы магматической и метаморфической петрологии”. Материалы докладов. М. 2008. С. 11-13.

3. Гипергенные окислы железа в геологических процессах. М.: Наука. 1975. 206с.

ПЕТРОГЕНЕЗИС МАГМАТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ГАРЦА И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АРМЕНИИ В СВЯЗИ С ЭВОЛЮЦИЕЙ БАЗАЛЬТОИДНЫХ СЕРИЙ

Геворкян Р.Г., Клиш И.
Ереванский государственный университет (ЕГУ)
rgev@ysu.am

PETROGENESIS OF THE MAGMATIC COMPLEX OF HARZ AND CENTRAL ARMENIA IN CONTEXT OF THE BASALTIC SERIES EVOLUTION

Gevorkyan R.G., Klisch I.
Yerevan State University (YSU)

Среди многих аспектов петрогенезиса магматического комплекса наиболее решающим и *ключевым* является рассмотрение *физико-химических* аспектов проблемы. Считается, что образование базальтоидных серий связано с возникновением специфических условий на различных стадиях эволюции главных магматических ассоциаций и может быть обусловлено следующими факторами:

Кристаллизация в условиях повышенной щелочности, возникающей а) при взаимодействии сквозьмагматических растворов кислых магм с основными и карбонатными вмещающими породами; б) при фракционной ассимиляции сиалических пород ультра-основной и основной магмой или проникновение в нее метасоматических растворов вмещающих сиалических пород.

Десиликация путем отдачи кремнекислоты во вмещающие, недосыщенные по отношению к магме кремнекислотой породы.

По преобладанию первого или второго фактора в образовании гранитной ветви выделяется два генетических типа гранитных пород: дифференцированных и подкисленных, исключая «ювенильный» тип, являющийся результатом развития главных магматических линий. Доминирующее значение имеет дифференцированный тип, проявляющийся в ассоциациях всех полей щелочности и на любых уровнях дифференциации, т.е. в связи с ультраосновной, основной и гранитоидной магмой и объединяющий ранние полевошпатовые разности и поздние, эвтектические щелочногранитоидные.

Другим не менее важным фактором является ***«апотектическая кристаллизация»*** в ходе магматической дифференциации, механизм которой был предложен А.С.Павленко и поддержан Р.Г. Геворкяном в связи с рассмотрением соотношения щелочно-земельных и щелочных базальтоидных серий Базумо-Памбакской области Армении [1, 2]. На физико-химическом освещении предложенного механизма остановимся ниже.

В определенных тектонических условиях за счет каждой из магм (ультраосновной, основной и кислой) могут образоваться в ходе дифференциации щелочные или гранитные породы, что также согласуется с современными представлениями.

Прежде, чем перейти к обсуждению генетических сторон возникно-вения гранитных пород Гарца и щелочных пород Центральной Армении, вкратце

остановимся на обзоре существующих соображений о их генезисе. Обращаясь к физико-химической стороне образования гранитных и щелочных пород из базальтовых серий, неизменно сталкиваемся с большой и интересной проблемой происхождения и эволюции базальтоидов – доминирующих изверженных пород земной коры.

Попытка решения части из целого ряда вопросов, возникающих при рассмотрении путей формирования на примере Гарца и Армении континентальных серий наталкивается на необходимость рассмотрения соотношения главных базальтоидных серий: щелочно-земельной (толеитовой),щелочной и щелочно-гранитной.

Представление, развиваемое А.П. Виноградовым о том, что базальтовая магма в целом является продуктом дифференциального выплавления из перидотитовой оболочки Земли следует считать общепризнанным.

Однако проблема появления базальтоидных серий с различными направлениями эволюции и минералого-геохимическими особенностями остается в значительной степени не решенной. Наибольшие затруднения вызывают случаи совместного развития обеих серий, как в континентальных, так и в океанических формациях (Гавайский тип). Эти случаи практически необъяснимы с позиций гипотез о их независимом существовании развиваемых Кенедди и Андерсоном или независимом зарождении на различной глубине толеитовой и щелочно-базальтовой магм Куширо.

Серьезные геологические возражения встречает также гипотеза, связывающая появление 2-х серий с изменением Боуэновской схемы фракционной кристаллизации в результате перемещения температурного барьера силикатных систем при высоких давлениях (около 20 килобар – свыше 60 км), выдвинутой в работе [4]. Понятны также трудности, возникающие при объяснении толеитового или щелочного типов дифференциации «микроколебаниями» состава исходных магм относительно коннод или тепловых барьеров силикатных систем изложенных соответственно в [4,5].

Другая группа гипотез связывает образование двух серий базальтоидов с миграцией летучих и щелочей в процессе магматической дифференциации и по общему признанию «представляется неопределенной». Сторонниками этой гипотезы являются Ф. Тернер и Дж. Ферхуген. Ряд авторов, таких как Жариков, Маракушев, Павленко, Перчук установили, что минералого-геохимические особенности многих магматических серий наиболее полно удовлетворяют теории кислотно-основного взаимодействия компонентов в силикатных расплавах Д.С. Коржинского [3].

Основное отличие теории кислотно-основного взаимодействия компонентов от упомянутых выше гипотез Дж. Куширо и Х. Куно, Х.С. Йодера и С.Э. Тилли состоит в том, что первая рассматривает в качестве фактора изменяющего пути плавления – кристаллизации магматических систем условия кислотности-щелочности, а не давление.

Как показано выше, минералого-геохимические особенности и петрогенезис палеозойских базальтоидов Гарца и палеогенового Ц. Армении, так же как и некоторые общие черты толеитовых, щелочных и щелочно-гранитных серий, могут быть достаточно полно объяснены с позиций изложенной теории кислотно-основного взаимодействия компонентов.

Для того, чтобы полнее представить пути развития базальтоидного расплава и прежде всего причины резкого обогащения этого расплава Ol и Px при повышении потенциала калия необходимо обратиться к анализу диаграмм плавкости систем типа: Di-Ne-SiO_2; Di-Lc-SiO_2; Fo-Ne-SiO_2; Fo-Lc-SiO_2; (рис.1), изученных И.Ф. Шейрером, И.Ф.Шейрером и Н.Л. Боуэном, И.Ф. Шейрером и Х.С. Йодером [4,5,6].

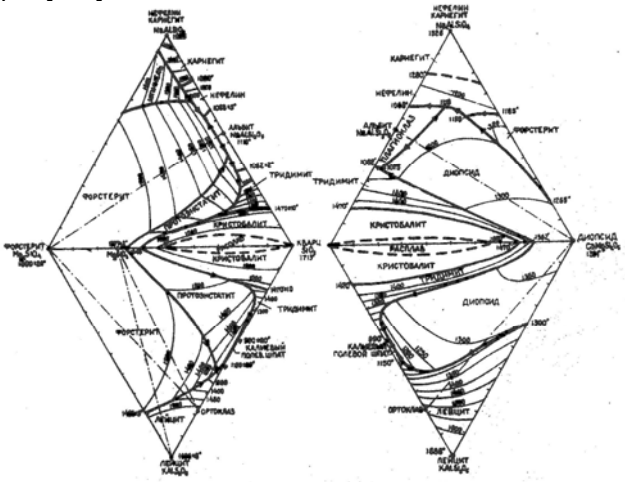


Рис.1. Диаграммы плавкости систем с нефелином и лейцитом.

Все диаграммы однозначно показывают расширение полей кристаллизации Fo, En и Di за счет полей кристаллизации щелочных полевых шпатов в лейцитовых калиевых системах по сравнению с нефелиновыми – натровыми. Соответственно, в лейцитовых системах высокотемпературные изотермы в полях Fo, En и Di смещаются к основанию фельдшпатоид - SiO_2. Это означает повышение температур плавления кальциевых и магниевых минералов в составах идентичных по содержаниям кремнекислоты, алюмосиликатного компонента, CaO, MgO и FeO в калиевых системах по сравнению с натровыми. Обратно, при каждой данной температуре определенный состав в калиевой системе окажется обогащенным кальциевыми и магниевыми минералами относительно «изохимического» состава в натриевой системе.

Предложенный А.С. Павленко, Р.Г. Геворкяном и др. [1, 2] механизм формирования щелочно-базальтоидных пород Ц. Армении путем расщепления щелочно-земельной базальтовой магмы при ее кристаллизации в условиях повышенного потенциала калия справедлив также для объяснения

образования континентальных серий распространенных в Гарце, но и ряд общих особенностей толеитовых и оливин-щелочно-базальтовых серий.

Следует подчеркнуть, что Р.Дж.Мурата подтвердил возможность преобразования толеитов в щелочные базальты путем отделения из первых Cpx и показал этот процесс с помощью экспериментальных диаграмм (MgO против Al_2O_3/SiO_2) на примере гавайских базальтов. А рассчитанный Т.Ф. Бартом баланс вещества при переходе толеитового базальта в атлантический и другие региональные типы щелочных базальтов отвечает извлечению из первого Px, иногда с некоторым количеством Ol, и накоплению в щелочном остатке алюминия.

Эти данные, с учетом постоянства ассоциации собственно щелочно-базальтоидных пород с ультраосновными и оливин содержащими (пикритами, океанитами, анкарамитами, тешенитами, тералитами и д.р.), позволяют рассматривать фракционирование Ol и Px из толеитовой магмы, как наиболее *универсальный* механизм образования щелочно-базальтоидных пород.

Сравнение с анализами пород Гарца показывает поразительное совпадение минимумов с «разрывом» в содержаниях SiO_2 и CaO между начальными членами двух серий: оливиновый норит-габбро-диоритами и щелочными гранитами. Попытки Холмса, Эдвардса, Дэли ,Ф. Тернера и Дж. Ферхугена объяснить наблюдаемый разрыв явлениями конвекции и Ф. Чейса – малой вязкостью основных расплавов представляются мало убедительными.

Напротив, предполагаемый механизм должен практически полностью исключить появление членов промежуточных между исходной щелочно-земельной магмой и щелочных и подкисленных гранитов. Изменение щелочности путем инфильтрационно-магматического взаимодействия с вмещающими породами, или изменение режима летучих, возможно лишь в условиях активной тектонической (именно подобные тектонические условия сложились в Гарце к концу палеозоя) обстановки, на заключительных этапах развития регионов. В подобных условиях появление в результате повышения потенциала K_2O кристаллов Px и основного Pl и их фракционирование должны обусловить, при изотермических условиях, вполне определенный резкий сдвиг в составе остаточного расплава, формирующего в дальнейшем щелочные или щелочно-гранитные серии. В то же время члены серии более основные, чем исходный габбровый-габбро-диоритовый расплав, могут изменятся вполне постепенно, в зависимости от степени накопления основных минералов вплоть до образования ультраосновных разностей.

Этот вывод однозначно следует из рассмотрения вышеприведенных экспериментальных систем типа Di или Fo-фельдшпатоид-SiO_2: состав эвтектических расплавов при переходе от натровых систем к калиевым меняется скачкообразно. То же распространяется и на анхиэвтектические составы серии, что ярко подтверждается схематической диаграммой состав-парагенезис кристаллизации базальтоидов Гарца. Анхиэвтектические области щелочно-земельной серии I поля и щелочно-гранитной - II поля резко

разграничены. В то же время изменения составов в ряду пород от щелочно-земельной анхиэвтектики E_1 до наиболее основных возможных при данной температуре и щелочности габбро-гарцбургитов может происходить постепенно и будет определятся лишь полнотой фракционирования Ol, Px и основных Pl. Поскольку состав этого ряда отвечает котектике в изменившихся условиях щелочности, можно назвать: «*изотермическая апокотектическая субсерия щелочных базальтоидов*» (участок комплементарной серии от ультрабазитов до пересечения с щелочно-земельной серией). Соответственно серию гранитов, отвечающую обычной дифференциации подщелоченной анхиэвтектики при понижении температуры можно назвать: «*изотермической апоэвтектической кристаллизацией*». Участок серии габброидов между анхиэвтектиками, т.е. от габбро-диоритов до граносиенитов и гранит-порфиров является – «мнимым».

Структурные и минералогические различия толеитовых и оливин-щелочно-базальтовых пород также находятся в хорошем соответствии с концепцией кислотности-щелочности. Широко проявленные явления резорбции Hm в щелочных базальтоидах, случаи «обратного» порядка выделения минералов и «обратной» зональности Pl могут объясняться только повышением температур кристаллизации основных минералов при повышении щелочности. Переход пижонитового Px толеитовых пород в диопсидовый щелочно-базальтовых и равновесные отношения последнего с Ol могут являтся следствием изотермической реакции типа:

$$2CaMg_{1+n}Al_{2n}Si_{2+n}O_{6(1+n)}+7nNaAlSi_3O_8+\uparrow 5{,}5nK_2O\downarrow=2CaMgSi_2O_6+nMg_2SiO_4+$$
$$+11nKAlSi_2O_6+\uparrow 3{,}5nNa_2O\downarrow$$

или 2 Px(Mg – чермакит)+7nAb +↑5,5nK_2O↓=2Di+nFo+11nLc↑3,5nNa_2O↓ ,

которая показывает преимущественное поглощение Ab при переходе Pyg в Di. Сходным образом объясняется повышенное содержания чермакита в Px нефелиновых сиенитов щелочных пород Дж. Куширо и Ле Бас.

Повышение основности Pl в щелочных базальтах можно описать реакцией:

$$CaMg_{1+n}Si_{(2+n)}O_{3(2+n)}+[nCaAl_2Si_2O_8{\cdot}3nNaAlSi_3O_8]+5/2\uparrow K_2O\downarrow\rightarrow(n+1)CaMgSi_2O_6+$$
$$+5nKAlSi_2O_6+ +3/2\,n\uparrow Na_2O\downarrow$$

или Pyg+[nAn·3nAb]+5/2↑K_2O↓→(n+1)Di+5nLc+3/2 n↑Na_2O↓.

При этом обратные соотношения минералов в магматических сериях Гарца и Ц. Армении рассматриваются как фундаментальный петрографический факт, который не может быть объяснен обычной эвтектической кристаллизацией или контаминацией. Как известно, эти обратные соотношения заключаются в том, что более «высокотемпературные» минералы и парагенезисы выделяются позже «низкотемпературных». Кроме того эти факты и присутствие смешанных парагенезисов, имеющих «наследственный» характер указывают на генетическую связь пород щелочно-гранитной серии Гарца с щелочно-земельными магмами. Наличие в ранних структурных группах «низкощелочных» парагенезисов I и V полей по Д.С.Коржинскому свидетельствует о том, что изменение щелочности имело место в отдельных очагах щелочно-земельной магмы, уже после начала кристаллизации и,

следовательно, эта щелочно-земельная магма является родоначальной также для пород щелочно-гранитной серии.

Остановимся несколько более подробно на предлагаемом процессе апотектической изотермической кристаллизации, который привлекается для объяснения вышеотмеченных «обратных» соотношений минералов и в конечном счете – для объяснения генезиса пород щелочно-гранитной серии. Эти процессы, как известно, являются следствием кислотно-основного взаимодействия компонентов в расплавах и сводятся вкратце к следующему.

Магматическая система (кристаллы+расплав), находящаяся в равновесии при определенных условиях щелочности и температуры, будет реагировать на изменение щелочности растворением одних и выпадением других минералов, в соответствии с изменившимися валовыми коэффициентами активностей инертных компонентов.

Следствием процесса апотектической кристаллизации при повышении щелочности в системе будет выпадение минералов более основных, чем это возможно при данной температуре и более низкой щелочности. Остаточный расплав, после фракционирования минералов, богатых CaO и MgO, резко обогатится щелочными алюмосиликатами и железом. Именно из такого расплава при дальнейшей эвтектической кристаллизации формируется щелочно-гранитная серия Гарца и щелочные – Ц. Армении. Продукты фракционирования изотермической апотектической кристаллизации образуют апотектическую серию ультрабазитов (серия от габбро-гарцбургитов до пересечения с щелочно-земельной). По своему составу она является более основной, чем дифференциаты той же температуры в родоначальной щелочно-земельной серии низкой щелочности.

В эволюции остаточного щелочно-гранитного расплава наблюдаются две ветви. Первая представлена пироксеновыми и гастингситовыми щелочными гранитами вплоть до дацитов-трахидацитов (Брокен и Окер, Ильсфельд); вторая – до риолитов и граносиенитов (Брокен, Рамберг, Ильзештейн, Окер и Ауэрберг). По геолого-петрографическим признакам породы этих двух субсерий имеют много общего, обнаруживая с последними постепенные переходы. Колебания кремнекислотности обусловлены интенсивностью протекания апотектической кристаллизации и полнотой фракционирования продуктов (в первую очередь Ol). Чем интенсивней проявятся эти процессы тем сильнее обогатится SiO_2 остаточный расплав и его дальнейшая дифференциация при понижении температуры пойдет по направлению к гранитной эвтектике.

Итак, на основании петрографических, петрохимических и геохимических данных структура магматических серий Гарца представляется в следующем виде:

!. Щелочно-земельная (толеитовая) серия – результат эвтектической дифференциации базальтовой магмы, родоначальной для всех магматических пород региона.

II. Основная – ультраосновная серия подщелоченных пород – результат фракционирования продуктов апотектической кристаллизации родоначальной базальтовой магмы при повышении потенциалов щелочей (серия габбро-гарцбургитов).

III. Щелочно-гранитная серия – серия щелочных гранитных пород – результат эвтектической дифференциации остаточного гранитного расплава, состав которого находится в области пересыщенной SiO_2 относительно температурного барьера.

А для Ц. Армении структура магматических серий представляется как:

- щелочно-земельная серия пород-результат нормальной эвтектической дифференциации базальтовой магмы, родоначальной для всех магматических пород региона;
- базит-гипербазитовая субсерия – результат апотектической изотермической кристаллизации базальтовой магмы в условиях повышения потенциалов щелочей;
- щелочная серия: насыщенная SiO_2 – субсерия щелочных пород (граносиениты, кварцевые трахиты) и ненасыщенная SiO_2 – субсерия щелочных пород (щелочные и нефелиновые сиениты, фонолиты,трахиты).

Таким образом, в отличии от существующих представлений установлено, что континентальный магматизм Гарца и Центральной Армении имеет в качестве родоначальной щелочно-земельную базальтовую (толеитовую) магму и является по своей структуре гетерогенной, включая серии, возникающие путем апотектической и эвтектической кристаллизации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геворкян Р.Г. Геохимические особенности и петрогенезис щелочных пород Центральной Армении. Ер.: Геоид, 2008.
2. Павленко А.С**.** Поведение породообразующих и некоторых редких элементов в процессах формирования щелочных пород. В сб.: «Химия земной коры». Изд-во АН СССР, 1963.
3. Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий. Доклады АН СССР, т.128, №2, 1959.
4. Yoder H.S., Tilley C.E. Origin og basalt magmas. Journ. Of Petrol., v.3, No.3, 1962.
5. Schairer J.F. The system K_2O – MgO – Al_2O_3 – $Si0_2$. 1. Results of guenching experiments of four joins in the tetrahedron cordierite-forsterite-leucite-silica and on the join cordierite-millite-potash feldspar. J.Amer.Ceram.Soc., 37, 501-33, 1954.
6. Schairer J.F., Yoder H.S. Crystallization in the system nepheline-forsterite-silica of atmosphere pressure. Gamegi Inst. Wash., Yarb., 60, 141-4, 1961.

n contrast of the developed ideas it's still clear that the continental magmatism of the Harz and Central Armenia as a basis has a calc-alcalic basaltic(toleitic) magma and has a heterogenic structure, including rock series, developing during the apotectic and eutectic cristalization processes.

АСТРОГЕОЛОГИЯ – МИФ ИЛИ РЕАЛЬНОСТЬ?

Геншафт Ю.С.
Институт физики Земли РАН (ИФЗ РАН)

ugen@ifz.ru

«Перед нами встает необходимость пересмотра самого понятия закона природы. Мы не можем более соглашаться с законами, утверждающими эквивалентность между прошлым и будущим»
И.Пригожин
«Основная трудность теоретической физики – необходимость преодолевать предрассудки»
П.Дирак

Астрогеологическое направление в Науках о Земле возникло на заре научной мысли. Поклоняясь Солнцу и наблюдая Луну и звезды, мыслители прошлого размышляли о роли Космоса и его составляющих – небесных телах в процессах, происходящих в атмосфере, гидросфере и твердой Земле. По мере совершенствования методов исследований и аппаратурных возможностей происходила все более глубокая специализация научных работ по отдельным конкретным направлениям. Так стали развиваться такие области научных знаний по твердой Земле, как стратиграфия, тектоника, магматизм, метаморфизм, сейсмология, петрофизика и др. Углубляясь в недра каждого из этих направлений, исследователи стали терять связи между ними. Быстрое накопление фактических данных, полученных разными методами, привело к разномыслию, к развитию альтернативных взглядов на природу формирования и эволюции нашей планеты. В историческом аспекте геологи делились на лагери от плутонистов и нептунистов до фиксистов и мобилистов в наше время. А между тем поиски движущих сил процессов, доступных прямому изучению на поверхности и в недрах Земли, шли непрерывно. До последнего времени практически все достижения теории земных недр базировались на классических принципах и законах физики и химии, успешно развитых для равновесных систем. Отсюда и шло отвержение тех представлений о природе движущих сил тектогенеза и сопутствующих ему явлений, которые давали очень небольшие величины напряжений. К такого рода представлениям относится и астрогеология. Подробный обзор по этой проблеме приведен Л.И.Иогансон [1].

Однако, поскольку Земля относится в физико-химичес-ком отношении к открытым диссипативным системам, к ней неприменимы законы равновесной термодинамики, а в рамках представлений неравновесной термодинамики следует признать, что малые силы приводят к необратимым изменениям всей системы. Эти представления наиболее детально изложены в работах И.Р.Пригожина и его последователей [2-5 и др.]. В рамках положений

неравновесной термодинамики и известных данных по движению Земли в солнечной системе (орбитальное и собственное вращение прежде всего в системе Солнце-Земля-Луна) легко получаются те особенности поверхностного строения Земли и глубинных процессов, которые фиксируются прямым и инструментальным наблюдениями (кольцевые и вихревые структуры, субвертикальный массоперенос в градиентном температурном и силовом поле, цикличность и особенности пространственного распределения областей осадконакопления, магматизма, складчатости и т.д.). Установленная периодичность в изменении скорости вращения Земли, угла наклона оси вращения к эклиптике, приводящие к приливной эволюции в упомянутой системе трех космических тел [6,7], вызывает изменение фигуры Земли, широтное смещение практически всех эндогенных и экзогенных процессов.

Наше понимание реального воздействия космоса на геологическую жизнь Земли в сильной мере зависит от знания развития Вселенной и Солнечной системы, в частности. Колебательный характер эволюции вселенной – периоды сжатия и расширения как следствия положений релятивистской космологии – на разных иерархических уровнях размерности пространства и времени позволяют признать цикличность в изменчивости планетарных движений. Не удивительно, что в рамках неравновесной термодинамики находят объяснение многие особенности. В сущности, это и следует из основных положений космогеологии [8]. Важный вывод неравновесной термодинамики – несимметричность на временной шкале прошлого и будущего. Геологическая жизнь Земли предстает в виде зависимых от времени нелинейных функционалов. Поэтому несопоставимы по многим параметрам геология докембрия и фанерозоя, геотектонические циклы. Нарушается и пространственная симметрия структур на поверхности Земли: это отчетливо видно при сопоставлении полярных областей в северном и южном, восточном и западном полушариях. В рамках неравновесной термоинамики Земля рассматривается как самоорганизованная система, отражением которой являются эндогенные режимы[9]. Воздействие ротационных факторов и других, до конца не выясненных силовых возмущений, является спусковым механизмом для изменения напряженного и энергетического состояния земных недр. Отражением самоорганизации Земли является устойчивая конфигурация ее структурных форм. Одним из проявлений самоорганизации являются плюмы, подобные вертикальным ячейкам Рэлея-Бенара в градиентном поле температуры. В природе нелинейность преобладает над линейностью. А на основе нелинейных эффектов упорядоченность системы во временем может не уменьшаться, а возрастать. Это означает, что достаточно неупорядоченные процессы в недрах Земли (такие как конвекция) приводят к образованию на поверхности упорядоченных структур.

Простой физический эксперимент с продуванием воздуха через воду наглядно демонстрирует сказанное [10]. Из допустимых 69 вариантов воздушной

пены в самых разнообразных условиях эксперимента возникает только 5 типов узоров, переключающихся спонтанно с одного на другой (рис.1).

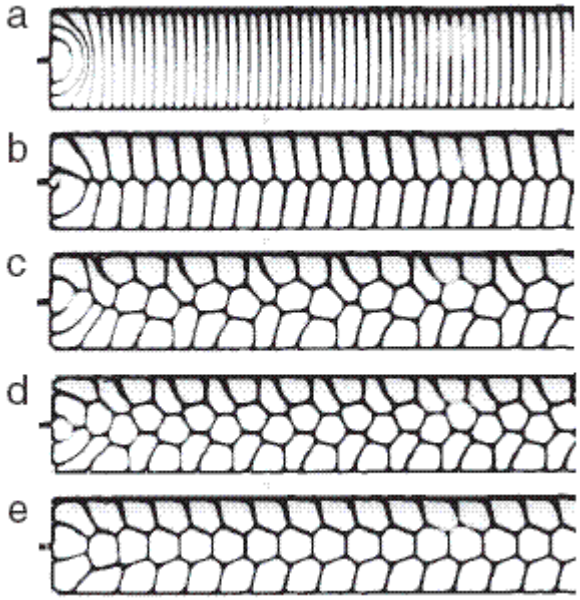


Рис.1. Пять типов периодических узоров двумерной пены.

Меняя давление подачи воды и воздуха, можно было менять время образование узорных типов. Это свидетельствует о том, что внешние факторы управляют поведением того объекта, на который они воздействуют. Отсюда можно заключить, что геотектоническая жизнь Земли управляется прежде всего ее орбитально-вращательным движением в системе максимального взаимодействия с Солнцем и Луной.

Рассуждения автора не являются оригинальными, достаточно прочитать книгу В.Н. Шолпо [11] или работы в [8], чтобы убедиться в этом. Задача состоит в том, чтобы показать, как в рамках нелинейной (неравновесной) термодинамики можно примирить идеи фиксизма и мобилизма. Это – дело теоретиков, занимающихся физическими процессами в недрах Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иогансон Л.И. Ротационные факторы тектогенеза – история вопроса и современное состояние //Ротационные процессы в геологии и физике. М.:КомКнига, 2007, с.505-522.
2. Пригожин И., Дефей Р. Химическая термодинамика. 1966
3. Николис Г., Пригожин И. Самоорганизация в неравновесных системах. 1979

4. Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. 1986
5. Эткин В.А. Термокинетика (термодинамика неравновесных процессов переноса и преобразования энергии). Тольятти, 1999. 216 с
6. Авсюк Ю.Н. Приливная эволюция системы Земля-Луна //Геотектоника, 1993, №1, с.13-22.
7. Авсюк Ю.Н., Суворова И.И. Астрометрические, геофизические материалы наблюдений, дополняющие фонд геодинамической информации //Ротационные процессы в геологии и физике. М.:КомКнига, 2007, с.457-470.
8. Ротационные процессы в геологии и физике. М.:КомКнига, 2007, 528 с.
9. Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М.:Недра, 1978, 232 с.
10. P. Garstecki and G. M. Whitesides, Physical Review Letters, 97, (14 July 2006)
11. Шолпо В.Н. Упорядоченность или беспорядок. М.:Наука, 2005, 192 с.

ОСОБЕННОСТИ ПРИМЕСНОГО СОСТАВА ХРОМОВОЙ ШПИНЕЛИ И ТИТАНОМАГНЕТИТА

Геншафт Ю.С.[1], Цельмович В.А.[2], Гапеев А.К[2], Белый В.Ф.
[1]Институт физики Земли (ИФЗ РАН), [2]Геофизическая Обсерватория «Борок» (ГО «Борок» ИФЗ РАН)

ugen@ifz.ru

Минералы группы шпинели распространены практически во всех типах пород – магматических, метаморфических, метасоматических. Состав минерала определяется в значительной мере составом породы, это касается в первую очередь основных компонентов состава. Поэтому хромовые шпинели преимущественно встречаются в породах ультраосновного состава, а железо-титанистые – в породах основного состава. Минералы кристаллизуются в структуры нормальной и обращенной шпинели, характеризуются кубической сингонией. Общая формула шпинели AB_2O_4, где А двухвалентные катионы (Mg^{2+}, Fe^{2+}, иногда Zn^{2+}, Mn^{2+}, Be^{2+}), а В- трехвалентные (Fe^{3+}, Al^{3+}, Cr^{3+}, Mn^{3+}). В структуре нормальной шпинели атомы А находятся в тетраэдрическом окружении атомов кислорода, а атомы В – в октаэдрическом. В обращенной шпинели атомы А находятся в октаэдрических пустотах кубической плотнейшей упаковки из атомов кислорода, а атомы В беспорядочно распределены в октаэдрической и тетраэдрической позициях. Существует ряд шпинелей, характеризуемых промежуточными структурами между этими двумя крайними типами.

В горных породах наиболее распространены шпинели, обогащенные Cr и Al – структурный тип нормальной шпинели, и твердые растворы на основе магнетита и ульвешпинели – титаномагнетиты, для которых свойственен структурный тип обращенной шпинели. Естественно, что примесный состав обеих разновидностей минералов определяется размерами атомов, строением электронных оболочек. Катионы по их склонности к занятию октаэдрических позиций располагаются в следующий ряд (при $T = 0$): Cr^{3+}, Ni^{2+}, Mn^{3+}, Cu^{2+}, Al^{3+}, Li^{+}, Mg^{2+}, Cu^{+}, Fe^{2+}, Co^{2+}, V^{3+}, Fe^{3+}, Mn^{2+}, Ga^{3+}, Ag^{+}, Ti^{3+}, Cd^{2+}, Ca^{2+}, Zn^{2+}, In^{3+}. Катионы от Al^{3+} до Fe^{2+} не тяготеют к определенным кристаллографическим позициям и могут занимать как тетра-, так и окта-поры [1]. Титан, вероятно, из-за большого заряда (Ti^{4+}) и ионного радиуса стремится занять октаэдрические позиции.

Шпинели нормального типа обычно обладают низкой электропроводностью и слабыми магнитными свойствами. Минералы на основе магнетита – сильно магнитны. Теоретически физические (электромагнитные) характеристики шпинелей зависят от наличия в тетраэдрических и октаэдрических позициях различного количества разнородных катионов, влияющих на сверхобменное взаимодействие тетраэдрической и октаэдрической подрешеток [1, 2]. Поэтому знание

закономерностей вхождения примесных атомов в структуры нормальной и обращенной шпинелей представляет научный и практический интерес.

В данном сообщении приведены данные по распределению различных элементов в сложном по строению рудном зерне из мелового базальта, отобранного В.Ф.Белым в ходе полевых работ на Чукотке. Анализ зерна проводился с помощью электронного микроскопа с энерго-дисперсионной приставкой VEGA-2 производства Oxford Instruments с аналитической системой INCA.

На рис.1 приведены фотография изученного зерна и расположение точек анализа. Ядро зерна сложено Cr-Al шпинелью, на которое нарастает титаномагнетит. Рассмотрение фотографии отчетливо показывает, что рудное выделение – сросток различных зерен, ядра которых (серое поле) в разной степени обогащены Cr и Al.

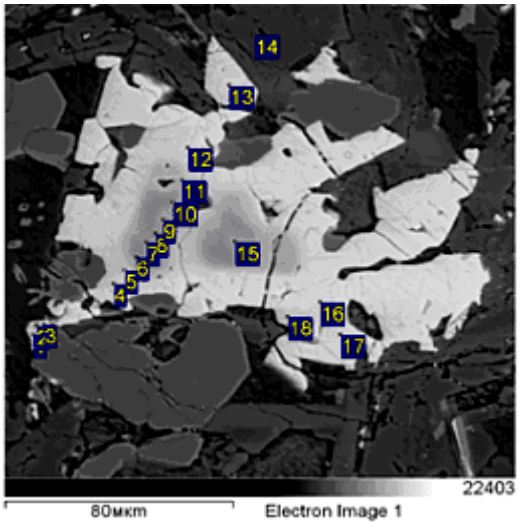
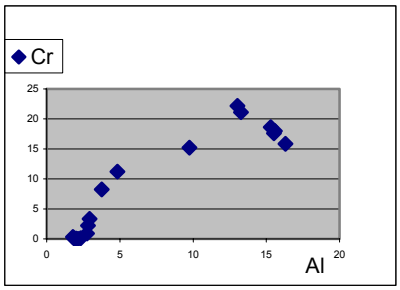
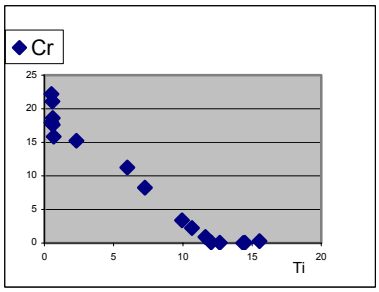
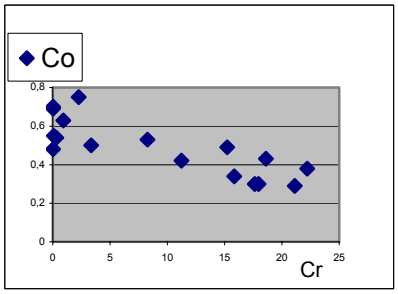


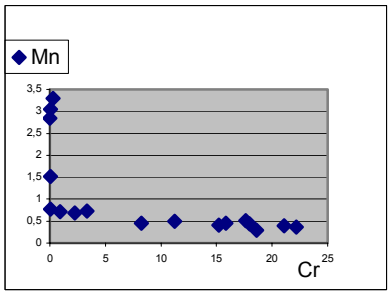
Рис.1. Электронно-микроскопическое изображение сростка зерен шпинели в меловом базальте Чукотки (из коллекции В.В.Белого). Цифрами обозначены точки, в которых проводился зондовый микроанализ. Серые ядра – начальные зоны роста, обогащенные Cr и Al, светлые краевые зоны – титаномагнетит.

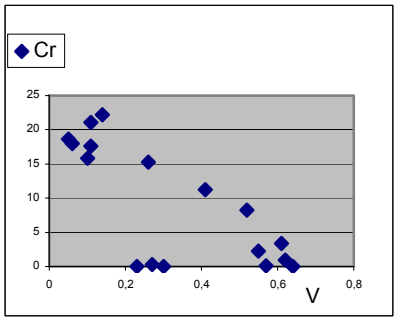
Некоторые соотношения между элементами, входящими в состав шпинельных фаз на разных стадиях кристаллизации приведены на диаграммах рис.2. Явно различные соотношения для хромовой шпинели и титаномагнетита видны для следующих пар

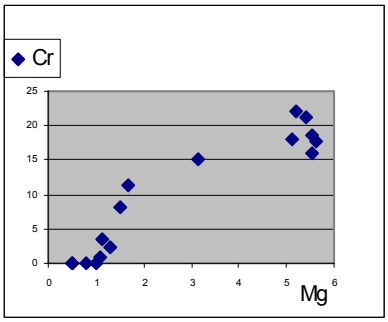

Cr
Al

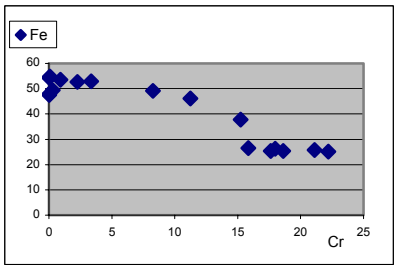

Cr
Ti

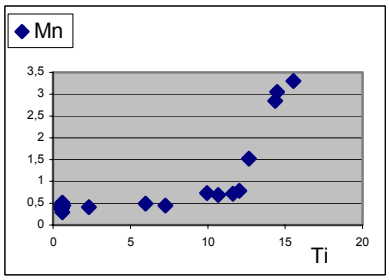

Co
Cr


Mn
Cr


Cr
V


Cr
Mg


Fe
Cr


Mn
Ti

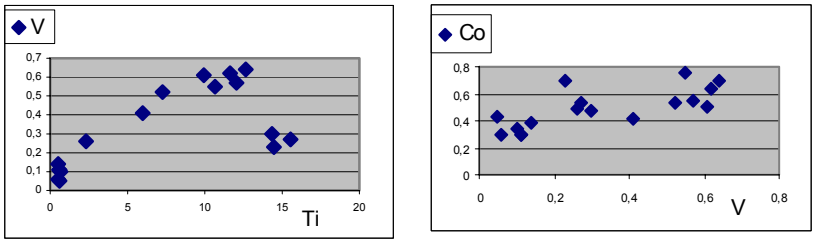
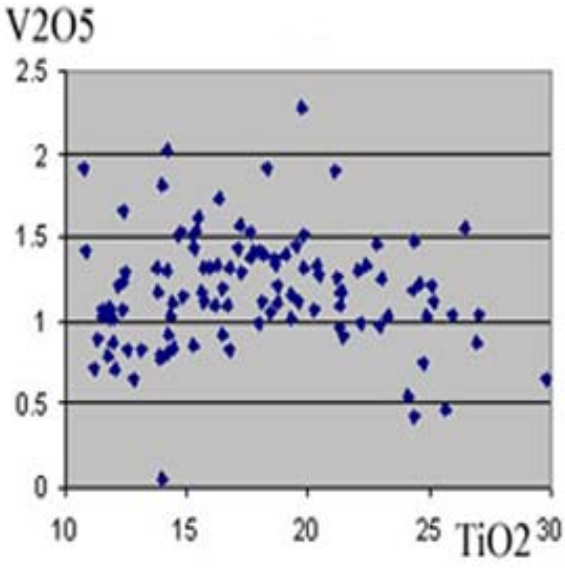
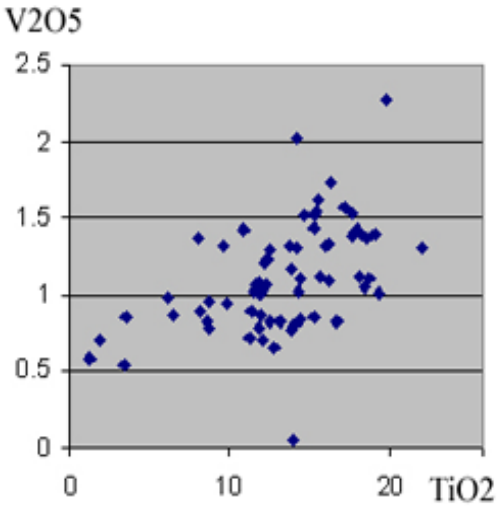


Рис.2. Корреляционные соотношения между разными компонентами состава хромовой шпинели (содержание Cr более 15 мас.% - Cr_2O_3 > 21 мас.%) и титаномагнетита (содержание Ti более 12 мас.%, TiO_2 > 20 мас./%).

В рассмотренном в данной работе агрегате зерен для низкотитанистой ветви отчетливо видна положительная корреляция в содержаниях рассматриваемой пары элементов. Следует отметить полное совпадение результатов настоящего исследования с ранее опубликованными данными по примесному составу титаномагнетитов из различных структур Земли [3].



(а)



(б)

Рис.3. Соотношение $TiO_2 – V_2O_5$ в титаномагнетитах из базальтов континентальных и краинных структур (а) и из окраинных и складчатых структур Дальнего Востока и Кавказа (б).

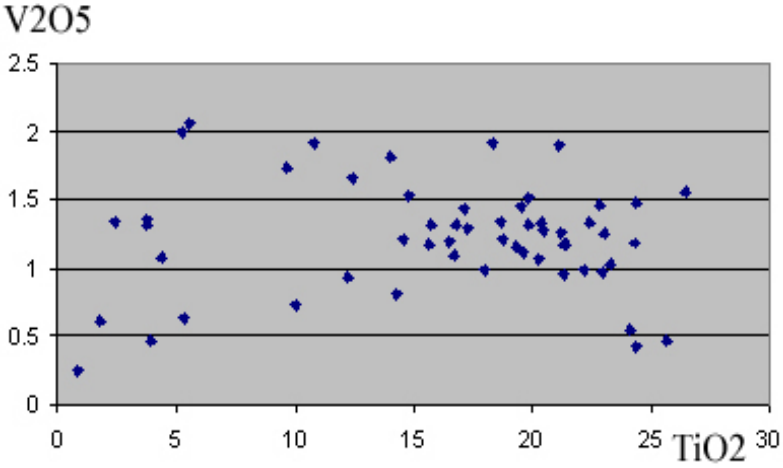


Рис.4. Соотношение $TiO_2 – V_2O_5$ в титаномагнетитах из базальтов Чукотки.

Изоморфизм V в минералах шпинелевой группы представляет самостоятельный интерес, поскольку V является поливалентным элементом, его вхождение в твердые растворы в значительной степени определяется окислительно-восстановительными условиями кристаллизации. Поскольку ванадиевая шпинель FeV_2O_4 – кулсонит – в структурном отношении является нормальной шпинелью, ею в первую очередь должен был бы обогащаться хромит. Но по энергетическим соображениям и размеру ионного радиуса V^{3+} твердые растворы ванадиевому миналу легче образовать с магнетитом (или с

титаномагнетитом). Вероятно, уровень концентрации V может определять характер перераспределения этого элемента между хромитом и титаномагнетитом [4].

Совместная кристаллизация хромовой шпинели и титаномагнетита наблюдалась в различных базальтовых породах Земли. Ранее отмечалось наличие зерен обоих типов в пикритах островов Зеленого Мыса [5], позднемеловых щелочных базальтах Минусинской депрессии [6]. При этом наблюдалось как обрастание титаномагнетитом хромовой шпинели, так и монотонный переход от обогащенного хромом центра зерна к низкохромистому титаномагнетиту на краю. Сложное по структуре зерно шпинели в базальте из трубки Конгаровская, показанное на рис.3 [6], полностью подобно приведенному на рис.1 в настоящей работе. Подробно схема последовательной кристаллизации этих минералов рассмотрена в базальтах Большого трещинного Толбачинского извержения в сопоставлении с аналогичными рудными фазами в базальтах Гавайев, Тихого океана, ультраосновных породах Камчатки и Японии [7]. По содержаниям хрома выделено 4 основных типа шпинелидов: хромпикотиты, хромистые магнетиты, хромистые титаномагнетиты и безхромистые титаномагнетиты. Сопоставление типоморфных составов этих фаз с изученными в настоящей работе (табл.1) показывает, что чукотский базальт содержит указанные типы за исключением хромистого магнетита. Чукотские хромпикотиты по сравнению с толбачинскими существенно менее хромистые, менее магнезиальные и более глиноземистые. Хромистые и безхромистые титаномагнетиты – более титанистые и менее магнезиальные.

В рассмотренных зернах границы между хромпикотитовым ядром и внешним титаномагнетитом размыты. Это может быть указанием на диффузный переход кристаллизации в магме обеих разновидностей шпинелей. Возможно, причиной этому являются особенности состава чукотской базальтовой магмы и более длительный режим кристаллизации в не резко меняющихся физико-химических условиях. Размытое поле кристаллизации шпинелей, охватывающее весь диапазон составов между хромпикотитом и титаномагнетитом показано для гавайских лав [7, рис.1].

Табл.1. Средние химические составы шпинелидов из чукотских и толбачинских базальтов

	Spl1-толб	Spl3-толб	Spl4-толб	Spl1-чукот	Spl3-чукот	Spl4-чукот
TiO_2	0.8	10.5	10.2	1.3	16.23	23
Al_2O_3	12.2	6.3	3.8	27.06	5.52	3.89
FeO*	27.1	70.5	79.6	27.88	67.94	66.17
MnO				0.6	0.66	2.56
MgO	12.2	5	3.6	8.7	2.11	0.94
Cr_2O_3	45.1	4.7	0.2	26.44	4.94	0.43
CoO				0.42	0.94	0.63
V_2O_5				0.24	1.08	0.87

Spl1 – хромпикотот, Sp3 – хромистый титаномагнетит, Spl4 – безхромистый титаномагнетит; толб – толбачик, чукот – Чукотка. FeO* - все железо в виде FeO.

Работа выполнялась при финансовой поддержке гранта РФФИ 06-05-84588а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брусенцев Ю. А., Минаев А. М.. Основы физики и технологии оксидных полупроводников. Тамбов, Издательство ТГТУ, 2002, 80 с.
2. Кудрявцева Г.П. Ферримагнетизм природных оксидов. М., Недра, 1988, 232 с.
3. Геншафт Ю.С., Цельмович В.А., Гапеев А.К. Особенности вхождения примесных атомов Al, Mg, Mn в структуру титаномагнетита // Физика Земли, 2008, №1, с.81-86.
4. Резницкий Л.З., Скляров Е.В., Суворова Л.Ф., Карманов Н.С., Ущаповская З.Ф. Шпинелевый твердый раствор хромит – кулсонит - магнетит: первая находка редкой разновидности в земных породах // ДАН, 2007, Т.404, №4, с.537-541.
5. Тихонов Л.В., Гапеев А.К., Цельмович В.А. Магнетизм щелочных вулканитов островов Зеленого Мыса // Физика Земли. 1997, №9, с.46-54.
6. Метелкин Д.В., Казанский А.Ю., Брагин В.Ю., Цельмович В.А.,Лавренчук А.В., Кунгурцев Л.В. Палеомагнетизм позднемеловых интрузий из Минусинского трога (южная Сибирь) // Геология и Геофизика, 2007, Т.48, №2, с.185-198.
7. Соболев А.В., Флеров Г.Б., Щербаковский Е.Я. Шпинелиды в породах Большого трещинного Толбачинского извержения 1975-1976 гг.// Вулканология и сейсмология, 1982, № 2, с. 22-33.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ПОСТРОЕНИИ ОБЪЕМНЫХ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ СТРОЕНИЯ УНИКАЛЬНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Глазнев В.Н., Жирова А.М.
Геологический институт Кольского научного центра (КНЦ РАН),

anzhelaz@geoksc.apatity.ru

Актуальность исследования

Центральными объектами изучения являются Хибинский и Ловозерский массивы - крупнейшие щелочные массивы, с которыми связаны основные месторождения апатитовых руд региона и редкометальные месторождения (рис.1). Изучение их глубинного строения является актуальной задачей для региона и представляет интерес для формирования концепций образования и динамики развития этих магматических систем. Геологическое строение и сырьевой потенциал Хибинского и Ловозерского щелочных массивов изучается с тридцатых годов прошлого века. Основное внимание при этом уделялось решению «рудных» задач в связи с апатитовыми месторождениями Хибинского плутона и редких металлов Ловозерского, а изучение массивов как целостных структурных образований достаточными ресурсами практически не обеспечивалось. В результате выполненного анализа установлено, что в настоящее время не изучено поведение рельефа нижних границ массивов, не существует единого мнения относительно их морфологии. Отсутствуют объемные модели глубинного строения этих уникальных массивов, отвечающих современному уровню информационных и методических возможностей анализа выполненных ранее геофизических съемок.

Для выяснения глубинного строения целесообразно использование геофизических данных в виде объемных сейсмоплотностных моделей.

При этом необходимым условием исследования является привлечение петрофизических данных. В рамках настоящих исследований на основе анализа петрофизических данных:

1 сделан вывод о возможности комплексирования таких методов как сейсмометрия и гравиметрия с целью постро-

Рис. 1. Схема района исследований: 1 - палеозойские щелочные массивы; 2 - раннепротерозойский рифтогенный комплекс; 3 - раннепротерозойские габбро-анортозиты и перидотиты; 4 - архейские гранитогнейсы; 5 - главные разломы (границы террейнов).

ения 3D-моделей строения изучаемых объектов;

2 получены корреляционные функции, являющиеся необходимым элементом комплексирования, поскольку на их основе осуществляется объединение (согласование) решений каждого отдельного метода;

3. построены априорные ограничения, налагаемые на модель на основном этапе моделирования;

4. получены начальные объемные модели, необходимые для комплексной интерпретации сейсмогравиметрических данных.

Анализ петрофизических свойств пород Хибинского и Ловозерского массивов и их обрамления

В рамках поставленных задач выполнено обобщение и систематизация разнородных материалов об упругих и плотностных свойств пород региона, которые включали в себя первичные и результативные данные о породах массивов и их обрамления (Баюк и др., 1971; Галдин, 1971; Kern and other, 1993; Протодьяконов и др., 1981; Тюремнов, 1968; и др.). В результате анализа установлено, что наибольшими значениями скорости упругих волн Хибинского массива отличаются ультраосновные фоидолиты (6,03 км/с), наименьшими - нефелиновые сиениты (хибиниты -4,85 км/с и фойяиты - 5,06 км/с). К сожалению, сведений о скоростных свойствах пород Ловозерского массива очень мало. По расчетным данным Г.Н. Шаблинского (1965), А.В. Роллера (1978) и др. скорости нефелиновых сиенитов Ловозерского массива составляют 5,8÷6,2 км/с. Лишь в зонах внешнего контакта массива с архейскими гнейсами (зона фенитизации) и в зонах предполагаемых нарушений скорость падает до 5,00 км/с. Усредненные значения скорости продольных волн для осадочно-вулканогенных отложений Ловозерского массива составляет 5,61 км/с.

Для комплекса пород, соответствующих породам обрамления Хибинского массива самые низкие значения скорости соответствуют комплексу гранодиоритов, тоналитов (4,63 км/с) и комплексу тоналитов, гнейсов (5,07 км/с), в то время как наиболее высокие – щелочным ультрамафитам (7,49 км/с), перидотитам расслоенного интрузивного комплекса (6,85 км/с) и эффузивам Имандра-Варзуги (6,34 км/с).

Между петрографическим составом пород массивов и их плотностью наблюдается тесная связь. Изменение плотности прямо пропорционально процентному содержанию в породе цветных минералов. Повышение плотности фоидолитов объясняется присутствием в этих породах значительных количеств окислов железа и других тяжелых минералов. Плотность апатито-нефелиновых руд в среднем составляет 3,02 г/см^3, что на 0,23 г/см^3 более плотности уртитов и на 0,38 г/см^3 выше плотности хибиниты, рисчорриты и фойяитов.

Породы, вмещающие массив, также как и породы плутонов неоднородны по плотности. Комплекс гранодиоритов и тоналитов, примыкающий к массиву с севера, и комплекс гнейсов и мигматитов, развитый к югу от протерозойских осадочно-вулканогенных пород, имеют плотность 2,67 и

2,72 г/см^3 соответственно. Средние значения плотности пород Хибинского массива и окружающей его с запада и юга эффузивно-осадочной толщи соответственно равны 2,67 и 2,94 г/см^3. Наиболее высокими значениями среди вмещающих массив пород отмечаются: комплекс, представленный перидотитами, пироксенитами, габбро-норитами (3,01 г/см^3); щелочные ультрамафиты (2,98 г/см^3); габбро, габбро- анортозиты, диориты (2,92 г/см^3); породы Имандровского лополита, а именно нориты, габбро - нориты, диориты (2,91 г/см^3); названный выше осадочно-вулканогенный комплекс Имандра-Варзуга. Что касается плотности пород Ловозерского массива, то среднее значение плотности эвдиалитового комплекса равно 2,78 г/см^3, дифференцированного луяврит-фойяит-уртитового комплекса соответствует 2,72 г/см^3 и пойкилитовых содалитовых нефелиновых сиенитов массива - 2,56 г/см^3. Для решения обратных сейсмогравиметрических задач получены усредненные значения скорости продольных волн и плотности основных комплексов пород, входящих в регион изучения.

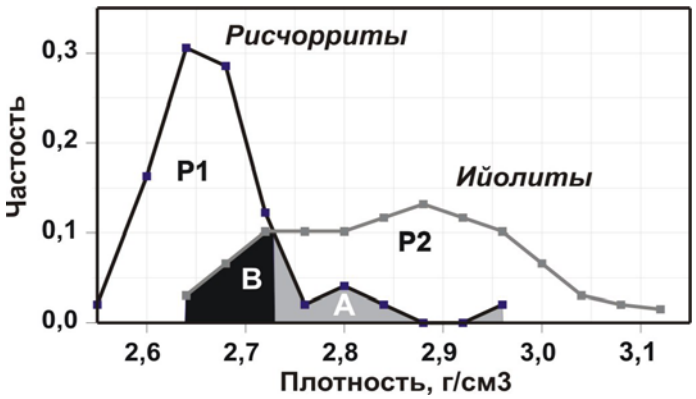


Рис. 2. Определение надежности разделения пород. P_1, P_2- гистограммы частостей значений плотности для рисчорритов и йолитов соответственно; А-вероятность ошибки первого рода; В-вероятность ошибки второго рода.

Определение надежности разделения пород

При изучении физических свойств пород, определении их контрастности по величине их средних значений плотности и скорости продольных волн важны также оценки надежности разделения пород. На основе статистического подхода выполнены оценки надежности по величине средних значений признаков (скорости и плотности) и с учетом различия их дисперсий. В качестве примера представлены объекты двух классов – йолит - представитель ультраосновных фоидолитов и рисчоррит - представитель нефелиновых сиенитов и приведен результат определения надежности разделения этих пород по признаку плотности (рис. 2).

В целом, оценки показали, что объекты не различимые по одному признаку могут быть разделимы по другому признаку.

Это подтверждает целесообразность комплексирования таких методов как сейсмометрия и гравиметрия для построения 3D-моделей изучаемых объектов.

Взаимосвязь физических свойств пород Хибинского и Ловозерского массивов и их обрамления

Установление априорных связей между физическими параметрами среды является необходимым условием при выполнении процедуры комплексного геофизического моделирования.

Задача определения взаимосвязи между параметрами реализуется на основе феноменологического подхода, и полученные зависимости носят

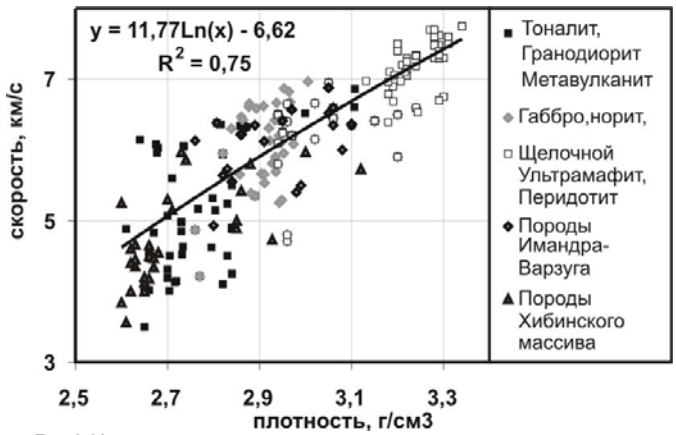


Рис.3. Компиляционная диаграмма зависимости скорости продольных волн от плотности для всех пород, входящих в регион изучения.

вероятностный характер, а не функциональный, поскольку получены из экспериментальных данных.

Диаграмма представляет зависимость V-ρ- свойств пород, соответствующих породам всех комплексов в пределах региона изучения и вмещающих Хибинский массив (рис.3). По диаграмме

прослеживается тенденция обратной зависимости значений физических характеристик пород от содержания кремнезема и прямой зависимости от содержания темноцветных минералов. Так, самыми большими значения скорости и плотности обладают ультраосновные породы Мончегорского и Панского плутона (перидотиты, пироксениты), а также щелочные ультрамафиты, имеющие высокое содержание мафических минералов. Среднее положение занимают породы основного состава - породы Имандровского лополита (нориты, габбро) и Главного хребта (габбро-анортозиты, габбро). Довольно высокие скорости и плотности у пород комплекса

Имандра-Варзуга, однако они характеризуются заметным разбросом значений, что является следствием содержания различных пород от эффузивов до осадочно-эффузивных пород. Большой вклад в дисперсию вносят архейские породы - гранодиориты, тоналиты и комплекс основания – тоналиты, гнейсы. Кислые породы характеризуются довольно низкими значениями физических свойств из-за высокого содержания кремнезема. Полученная аппроксимирующая функция допускает возможность перехода как от скорости к плотности, так и обратную процедуру расчета на базе установленных связей, что является необходимым элементом комплексной геофизической интерпретации данных сейсмометрии и гравиметрии.

Исследования поддержаны грантами РФФИ № 06-05-64130, № 07-05-00397 и № 07-05-13579- офи_ц.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баюк Е.И., Воларович М.П., Скворцова Л.С. Скорость упругих волн при высоких давлениях в изверженных и метаморфических породах различных регионов: Сб. статей / Тектонофизика и механические свойства горных пород. – М.: Наука, 1971. – С. 127-137

Галдин Н.Е. Анизотропия скоростей упругих волн в ультраосновных породах Кольского полуострова: Сб. статей / Тектонофизика и механические свойства горных пород. – М.: Наука, 1971. – С. 179-188.

Протодьяконов М.М., Тедер Р.И., Ильницкая Е.И. и др. Распределение и корреляция показателей физических свойств горных пород: Справочное пособие. – М.: Недра, 1981. – 192 с.

Роллер А.В., Ронин А.Л., Пронягин Н.И. Применение метода отражений волн при изучении глубинного строения Хибинского массива: Сб. статей / Методы разведочной геофизики. Рудная сейсморазведка. – Л., 1978. – С. 96 - 102.

Тюремнов В.А. Физические свойства горных пород в связи с глубинным строением структурной зоны Имандра - Варзуга (Кольский полуостров) // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата технических наук. – Апатиты: КФАН СССР. – 1968. – 21 с.

Шаблинский Г.Н. Новые данные о тектонике Хибинского плутона: Сб. статей / Химия в естественных науках. – Л.: ЛГУ, 1965. – С. 190-193.

Kern H., Walther Ch., Flush E.R., Marker M. Seismic properties of rocks exposed in the Polar profile region - constraints on the interpretation of the refraction data. // Precambrian Research. – Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam. – 1993. – V. 64. – P. 169-187.

Petrophysical properties of rocks are necessary as a base material for construction of initial models in the solving the inverse seismic tomographic and gravity problems. Characteristics of rocks are also necessary for construction of a priori constrains imposed on initial model with the purpose of reduction of ambiguity of obtained solutions. At that the a priori constrains basing on the petrophysical data, are obtained at a stage of the small-depth seismic research in the form of the reliable model of the velocity of the surface. Analysis of the petrophysical properties and revealing of a priori stochastic correlations between physical parameters of medium are the necessary conditions of performance of the complex geophysical modelling and geologic-geophysical interpretation of the gained results.

ОБРАЗОВАНИЕ КАЛИЙ-СОДЕРЖАЩИХ КЛИНОПИРОКСЕНОВ ПРИ ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТНОМ МЕТАСОМАТОЗЕ И ПЛАВЛЕНИИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ (ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ)

Горбачев Н.С., Султанов Д.М.
Институт экспериментальной минералогии РАН (ИЭМ РАН)

gor@iem.ac.ru

Клинопироксены *Cpx* являются одним из концентраторов калия в мантийных породах. *KCpx* встречается в высокобарных парагенезисах различного генезиса: во включениях в алмазах, эклогитовых и перидотитовых нодулях из кимберлитов (Bishop et al.1978, Harlow et al, 1991, Jaques et al.1990), гранат-клинопироксен-карбонатных породах метаморфических комплексов типа Кокчетавского массива (Sobolev and al. 1990), в эруптивных лампроитах, щелочных вулканических породах (Chorbany et al. 2000). Содержание K_2O в природных парагенезисах достигает 1.5 мас.% (Harlow et al, 1991). Более высокие (до 5.8 мас.%) концентрации K_2O в *KCpx* наблюдались в высокобарных экспериментах при P > 5 ГПа (Safonov 2005). Образование *KCpx* связывают с существованием в верхней мантии обогащенных K расплавов, флюидов. Об этом свидетельствуют многочисленные находки обогащенных щелочами включенияй силикатных, карбонатно-силикатных и сульфидно-карбонатно-силикатных расплавов и H_2O-CO_2 содержащих флюидов в ассоциации с минералами перидотитового и эклогитового парагенезисов верхней мантии.

Образованит *KCpx* наблюдалось при экспериментальном моделировании щелочно-карбонатного метасоматоза и плавлении мантии эклогитового и перидотитового составов при давлении 4 ГПа, в температурном интервале 1200-1400ºC. В экспериментах наблюдалось два типа *CPx*, высококальцевые *CaCpx,* и высококалиевые *KCpx*, которые находятся в реакционных соотношениях с *CaPx*.

Составы *Cpx* существенно различаются, *CaCpx* характеризуются более высокими содержаниями (вес.%) CaO, (14-20 и 8-12), SiO_2 (50-53 и 41-46), обеднены Al_2O_3 (6-11 и 13-15), MgO (14-18 и 18-23). Содержание K_2O в *CaCpx* не превышает 0.1 мас.%, Na_2O – 0.5-1.2 мас.%, в то время как в *KCpx* содержание N_2O составляет 2-3 мас.%, а содержание K_2O достигает 1.6 мас.%. Содержания FeO (3-5), Cr_2O_3 (0.2- 1.6), TiO_2 (0.2-0.6) сходны.

Во всех анализах *KCpx* по сравнению с *CaCpx* характеризуются заниженной суммой, 95-98 и 99-101 соответственно. Одно объяснений наблюдаемой аномалии – вхождение в *KCpx* воды за счет изоморфизма типа SiO_4^{-4} = 4 OH^-. Если это так, то *KCpx* являются не только одним из концентраторов калия, но и воды в мантийных породах.

ОЦЕНКА УСЛОВИЙ ПОДЪЁМА ДИАПИРОВ В ЛИТОСФЕРЕ НА ОСНОВЕ ЧИСЛЕННОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

Гунин В.И.
Центр моделирования геосистем (МоГеос) г.Улан-удэ, Россия,

vigunin@list.ru

Gunin V.I.
Centre of geosystem modeling (MoGeos), Ulan-Ude, Russia

ВВЕДЕНИЕ.

Всплывание менее плотных (лёгких) пород через более плотные (тяжёлые), в поле силы тяжести, называется диапиризмом. К диапирам относятся различные восходящие куполообразные структуры, в том числе гранитогнейсовые купола и гранитоидные батолиты. Для формирования диапира необходим лёгкий питающий слой, перекрытый более тяжёлыми слоями пород, и наличие неоднородности (неравномерность толщины питающего или перекрывающего слоя) или нарушения сплошности Рамберг [3]. Питающим слоем может являться линза расплава, сформированная нижнемантийным плюмом в подошве высоковязкой литосферы, а неоднородностью вогнутость этой подошвы. В работе, на основе результатов численного эксперимента, рассмотрено влияние линзы расплава с различной вязкостью, плотностью и концентрацией флюида на формирование диапиров в земной коре и литосфере.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И СХЕМАТИЗАЦИЯ ЗАДАЧИ.

Для решения этой задачи проведен численный эксперимент на основе сопряженной трехмерной математической модели тепломассопереноса в вязких средах, разработанной автором, которая в векторном виде в терминах функции тока, температуры и концентрации выглядит так:

$$\Delta\Psi = k\nabla\rho,\ V = rot\Psi,\ dT/dt = \delta\Delta T + M,\ dC_i/dt = \lambda\Delta C_i + N_i, \quad (1)$$

$$\rho = \rho(T,C),\ \mu = \mu(T,C)\ \ k = \rho g/\mu. \quad (2)$$

Где, Ψ - векторная функция тока, ρ - плотность среды, V - вектор скорости конвекции среды, T - температура среды, $C_{0,1}$- концентрация мантийного вещества и «лёгкой» химической добавки; M – источник-сток тепла; $N_{0,1}$ – источник-сток мантийного вещества и флюида; μ- динамическая вязкость; k,δ,λ - коэффициенты текучести, температуропроводности, диффузии; Δ - оператор Лапласа; ∇- оператор Гамильтона («набла»); $d/dt = \partial/\partial t + u\partial/\partial x + v\partial/\partial y + w\partial/\partial z$ – оператор полной производной, u, v, w, - проекции вектора скорости конвекции на координатные оси x, y, z.,Используя конечноразностные схемы, разработан пакет программ на языке Fortran для персональных компьютеров, позволяющий решать широкий круг задач тепломассопереноса в вязких средах.

Для расчёта взята трехмерная область с декартовой системой координат в виде параллелепипеда размером 2000×2000, высотой 250 км и разбита сеткой с шагом от 5 до 20 км на 41×41×40 объёмных ячеек. Расчёты проводились на 40 – 80 мл. лет с шагом по времени 10000 лет. Предполагалось, что вещество литосферы и коры, при характерных для этого процесса временах и нагрузках, ведёт себя подобно ньютоновской несжимаемой, вязкой жидкости. В начальных условиях задавалось распределение температуры и плотности, вязкость в литосфере принималась 10^{23} П·с, для верхней и нижней коры 10^{24} - 10^{22} П·с, коэффициенты температуропроводности и диффузии для всей области были одинаковые $\delta = 1\times10^{-6}$ м^2/сек, $\lambda = 1\times10^{-8}$ м^2/сек, а коэффициент температурного расширения $\alpha = 5\times10^{-5}$°C^{-1}.

На всех границах области задавалось условие не протекания, верхней и нижней границах постоянные значения температуры и плотности, а на боковых их распределение. Плотность определялась через концентрацию литосферного и корового вещества. Изменение плотности с глубиной задавалось по данным из работы Бурмин [1], с учётом скачков плотности на границах фазовых переходов пород, а её значения составляли в верхней части расчётной области 2.6 г/см^3, в нижней 3.4 г/см^3. Распределение давления подчинялось закону гидростатики $p_0(z)$, z–вертикальная координата и определялось условием $\nabla p_0 = -\rho_0 g$. В нижней части литосферы задавалась линза расплавленного мантийного вещества диаметром 1600, мощностью 100 км, с температурой T_0 = 2000°C и концентрацией флюида C_1 = 2-6% массовых В.И. Гунин [2]. При этом максимальная разность между плотностью среды и плотностью расплава (плавучесть) составляла $\Delta\rho$ = 0.2, 0.4 г/см^3.

Считалось, что в точке с концентрацией флюида C_1 > 1% вещество среды приобретает свойства расплава – пониженную плотность и вязкость. Отклонение плотности (плавучесть) определялось в приближении Буссинеска $\rho(z) = \rho_0(z)\times(1-\alpha T-\beta C_1)$ – с учётом фазового перехода и $\rho = \rho_{max}(1-\alpha T-\beta C_1)$ – без учёта фазового перехода, где β-концентрационный коэффициент объёмного расширения, C_1-концентрация флюида, ρ_{max} – максимальная плотность среды, $\rho_0(z)$ - плотность среды на определённой глубине, z – вертикальная координата. Вязкость зависела от температуры и концентрации флюида. Эта зависимость выглядит так: $\mu = \mu_0\times10^{-A}$, где μ - новое значение вязкости, μ_0 – исходное значение вязкости, $A = \max(|A_T|, A_C)$, A_T = TANH(ΔT/1000)×B, A_C = TANH(C_1/10)×B, ΔT – перепад температуры в точке относительно исходной (заданной), C_1 – концентрация флюида в точке, коэффициент B≥1 характеризует степень изменения параметра «A».

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ.

Результаты расчётов показали. На контакте линзы расплава с областью вогнутости литосферы за счёт прогрева литосферы и проникновения флюида формируется восходящий конвективный поток вихревой структуры. Со временем менее интенсивные потоки формируются по всему контакту линзы с

литосферой. Поток образует куполообразную структуру вещества с пониженной плотностью, которая начинает всплывать в верхнюю часть рассматриваемой области со скоростью 2-3 см/год, максимальная скорость может достигать 6-8 см/год. Конвективный поток частично захватывает окружающий массив, что способствует его частичному плавлению за счёт прогрева и внедрения флюида, и перемешиванию с веществом линзы. При низкой вязкости смешение идёт более интенсивно, чем при высокой.

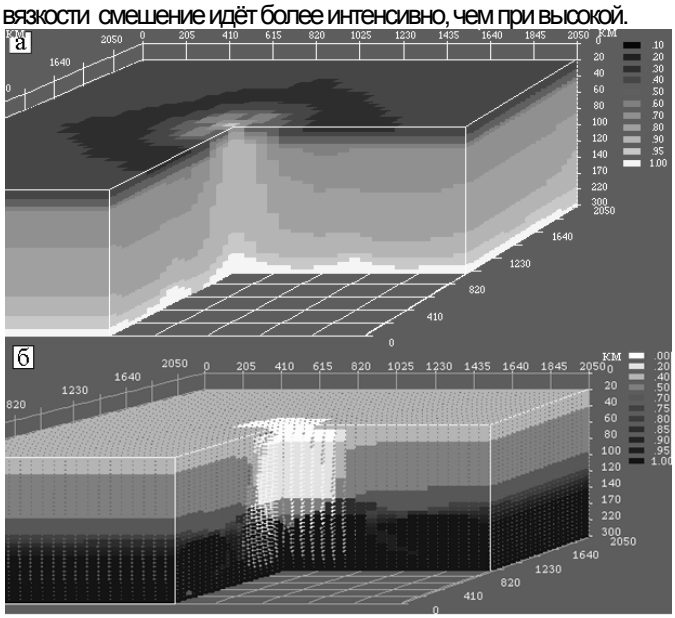


Рис.1 Распределение а) температуры; б) плотности вещества среды, при фазовых переходах пород диапира, и вектора скорости конвекции через 80 мл. лет от начала его подъёма.

Если при подъёме диапира составляющие его породы (расплав) претерпевают фазовый переход на границах скачков плотности вмещающих пород, то его плавучесть (исходный перепад плотности) сохраняется, и он может всплыть до уровня верхней коры (рис. 1.). Дальнейшему его подъёму будет препятствовать повышенная вязкость пород верхней коры, но при наличие в ней ослабленных зон (разломов) он может выйти на поверхность земли. Если породы диапира не претерпевают фазового перехода на границах скачков плотности, то диапир поднимается только до уровня, на котором плотность его вещества становится равной или выше, в зависимости от вязкости, плотности вмещающих пород и затем начинает оседать (растекаться) перемешиваясь с окружающими породами.

Существенное влияние на формирование и подъём диапира оказывает вязкость. Если вещество диапира претерпевает фазовый переход, то относительно высокая его вязкость (на 1-3 порядка ниже вязкости окружающих

пород) замедляет его подъём, но при этом диапир имеет компактную (аккуратную) форму с равномерным распределением температуры и вещества. Если вещество диапира не претерпевает фазовый переход, то при этой вязкости диапир может внедриться в породы с меньшей плотностью чем его вещество и подняться по ним тем выше чем выше его вязкость (рис. 2.

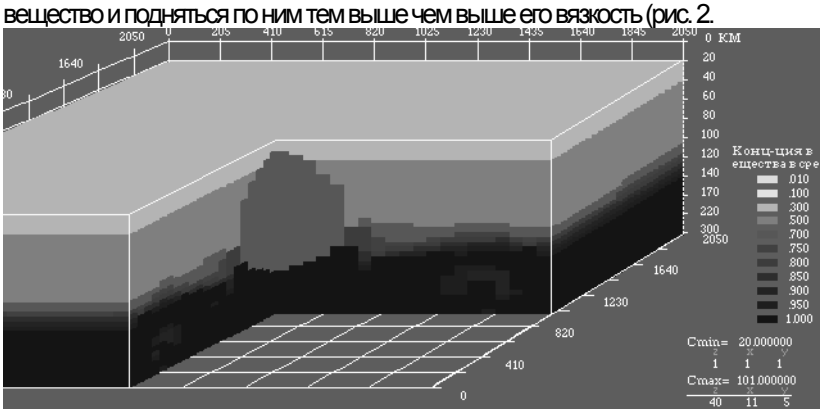


Рис. 2 Распределение плотности вещества среды без фазовых переходов пород диапира и относительно высокой их вязкости через 80 мл. лет от начала его подъёма.

После внедрения он начинает оседать (растекаться) и перемешиваться с окружающими породами, при этом, чем выше вязкость вещества диапира тем меньше скорость оседания и перемешивания

Низкая вязкость (4 и более порядков ниже окружающих пород) вещества диапира претерпевающего фазовые переходы, ускоряет его подъём, а диапир принимает формау струи с повышением значений температуры и концентрации флюида в центральной части. Максимальная температура вещества диапира и концентрация флюида при уменьшении вязкости снижается за счёт более высокой скорости конвекции. Диапир, при низкой вязкости вещества без фазового перехода, поднимается только до уровня равных по плотности пород, при этом скорость его растекания и перемешивания больше чем у высоковязких пород. Это способствует относительно быстрому изменению формы диапира из куполообразной в линзовидную.

ВЫВОДЫ.

На основе представленных результатов можно сделать следующие выводы.

1. При наличии в вогнутой подошве литосферы линзы расплава с повышенной температурой и содержащей флюид может возникнуть вихревой поток, формирующий восходящую куполообразную структуру – диапир.
2. Если породы (расплав) диапира на границах скачков плотности вмещающих пород претерпевают фазовый переход, то при наличие в верхней коре разломов он может выйти на поверхность земли. Если фазовый перехода не происходит, диапир поднимается только до

уровня на котором плотность его вещества становится выше плотности вмещающих пород и затем начинает оседать (растекаться).

3. Высокая вязкость вещества диапира (на 1-3 порядка ниже вязкости окружающих пород) замедляет его подъём при фазовом переходе вещества и его оседание (растекание) без фазового перехода. Относительно низкая вязкость его вещест-ва (на 4 и более порядков ниже окружающих пород) ускоряет подъём в первом случае и оседание диапира во втором.

ЛИТЕРАТУРА.

1. Бурмин В. Ю. Распределение плотности и упругих параметров в земле // Физика земли. 2006. №7. с. 76-88.
2. Гунин В.И.. Оценка условий формирования ультрабазит-базитовых расплавов в районе подъёма нижнемантийного плюма на основе численного эксперимента. Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей. Материалы международной конференции – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2007. -5004 с.
3. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. Пер. с англ. – М.: Недра, 1985. 399 с.
4. Трубицын В.П., Баранов А.А., Евсеев А.Н., Трубицын А.П. Точные аналитические решения уравнения Стокса для тестирования уравнений мантийной конвекции с переменной вязкостью. // «Физика земли». 2006, № 7, с. 3-11.

The buoyancy of less dense (light) rocks through more dense (heavy) ones in the field of gravity is called diapirism. Various uprising dome-like structures , including granite-gneiss domes and granitoid batholiths belong to diapers. Easy feeding layer overlapped by the heavier rock layers and presence of heterogeneity (heterogeneity of feeding and overlapping layer thickness) or discontinities (Ramberg, 1985) is necessary for diaper formation. The melt lens formed by the low mantle plume in the base of highly viscous lithosphere can be the feeding layer, and concavity of this base – the heterogeneity. The paper considers the effect of the melt lens with various viscosity, density and fluid concentration on formation of diapers in the Earth' s crust and lithosphere based on the results of the numerical experiment.

ВЛИЯНИЕ ПРОЦЕССОВ МАГМАТИЧЕСКОЙ ДЕГАЗАЦИИ НА ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ МЕТАЛЛОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАГМАТО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ГЕНЕЗИСА

Дернов-Пегарев В. Ф.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского (ГЕОХИ РАН)
lukanin@geokhi.ru

Судя по результатам обобщения данных, полученных при исследовании включений в минералах рудных формирований, а также минерального состава фумарольных конденсатов, характерной особенностью многих рудных месторождений магмато-гидротермального генезиса является многостадийность их формирования, проявляющаяся, в частности, в развитии вокруг породивших их магматических очагов нескольких последовательных по времени и отличных по температуре ореолов магмато-гидротермального изменения [1 и др.].

Как показывает анализ состава включений в минералах рудных ассоциаций, формирующихся при кристаллизационной дегазации магм, породившие их металлоносные флюиды можно подразделить на несколько типов, отличающихся своим фазовым состоянием, температурой и химическим составом. При этом температуры гомогенизации соответствующих включений в минералах охватывают интервал 900-200^{o}C, а состав растворов может изменяться "парового" до "расплавного", которые содержат, соответственно от первых единиц до 80 вес.% NaCl. Интересно также отметить, что, как правило, для всех них характерен существенно разный спектр рудных элементов, общий порядок выделения которых, по мере понижения температуры, может быть представлен рядом Mo,W - Pb, Zn - Mn [2, 3]. Сходная последовательность в распределения металлов по температуре отмечается и в составе фумарольных конденсатов вокруг целого ряда изученных вулканов [4].

Эти закономерности хорошо согласуются с результатами экспериментальных исследований системы NaCl - H_2O, в которой при определенных PTX условиях могут существовать как весьма малоплотные (порядка 0,1 г/см^3), так и высокоплотные (более 0,5 г/см^3) водно-солевые фазы, способные активно влиять на перераспределение металлических элементов между флюидом и расплавом в эволюционирующей магматической системе. Возможность участия в процессах рудообразования как существенно водных, содержащих хлор, флюидных фаз, так и высокоплотных водно-хлоридных жидкостей подтверждается результатами компьютерного моделирования межфазового распределения металлических элементов в процессе кристаллизационной дегазации H_2O- и Cl-содержащих гранитных магм в приповерхностных условиях (P < 1.0-1.5 кбар.), сопровождающейся образованием гетерогенных водно-хлоридных флюидов [5].

ЛИТЕРАТУРА

1. Hedenquist J.W., Arribas A., Reynolds T.J. Evolution of Intrusion-centered Hydrothermal System: Far Southeast-Lepanto Porphyry and epithermal Cu-Au Deposits, Philippines" // Econ. Geol., V. 93, No 4, pp. 373-404 (1998).

2. Richards J.P. Tectono-magmatic precursors for Porphyry Cu - (Mo,Au) Deposits Formation // Econ.Geol., pp. 1515-1533 (2003).

3. Sidorff E., Einaudi M.T. Henderson Porphyry molybdenum System, Colorado: II. Decoupling of Introduction and Deposition of Metals during Geochemical Evolution of Hydrothermal Fluids // Econ. Geol., vol. 99, pp. 39-72 (2004).

4. Williams-Jones A.E., Heinrich C.A. Vapor Transport of Metals and Formation of Magmatic-Hydrothermal Ore Deposits // Econ.Geol., vol. 100, N. 7, pp. 1287-1312 (2005).

5. Луканин О.А., Дернов-Пегарев В.Ф. Численное моделирование межфазового распределения Zn и Pb в процессе кристаллизации гранитных магм, сопровождающейся образованием гетеерогенного водно-хлоридного флюида // Научно-информационный журнал Вестник отделения наук о Земле РАН, N. 1 (20)`, 2002.

URL: http://www.scgis.ru/russiancp1251/h_dgggms/1-2002/informbul-1

РАДИАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАКСИМАЛЬНЫХ ТЕМПЕРАТУР В ПРОТОПЛАНЕТНОМ ДИСКЕ ПО КОСМОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Дорофеева В.А.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского
(ГЕОХИ РАН)
dorofeeva@geokhi.ru

Температуры в околосолнечном газопылевом протопланетном диске на различных стадиях его эволюции, оценки радиального распределения максимальных температур в диске, полученные на основе экспериментальных данных по распространенности элементов в космических телах, являются важнейшей космохимической информацией для построения и верификации численных моделей структуры протопланетного диска и оценки состава протопланетных тел.

Длительное время в космогонии господствовало представление о "холодной" аккумуляции тел Солнечной системы. Однако с начала 70-тых годов происходит постепенный переход к "горячей" модели протопланетного диска, которая основывалась на накопленных к тому времени экспериментальных данных о несоответствии распространенности многих элементов на Солнце, в недифференцированных метеоритах и на Земле. Так, было установлено, что все хондриты (за исключением CI) и наша планета обеднены умеренно летучими (Na, K, Rb, Sn и др.) и высоко летучими (Cs, Pb и др.) элементами относительно их солнечной распространенности, совпадающей с их распространенностью в углистых CI хондритах (*Lodders*, 2003). Наиболее выражено обеднение у таких элементов, как Bi, Cd, Cs, Hg, In, Pb, Se, Te, Tl, Zn, S и др. (*Palme, Boyton*, 1993). Позднее было установлено, что обеднение указанными элементами характерно не только для различных типов хондритов, но и для валового состава земных планет и некоторых крупных планетезималей (например, родительских тел эвкритов). Из чего был сделан вывод, что дифференциация умеренно и высоко летучих элементов была важным крупномасштабным процессом на ранних стадиях эволюции солнечной небулы (протопланетного диска).

Наблюдаемое обеднение, в принципе, могло быть следствием, как частичного испарения, так и неполной конденсацией протовещества планет и родительских тел хондритов, поскольку было замечено, что обеднение тем больше, чем выше летучесть элемента. Результаты термодинамических расчетов (*Saxena, Ericson,* 1986; *Petaev, Wood,* 1998 и др.) показывают, что в обоих случаях требуются температуры не ниже 1200-900 K. Однако механизм фракционного испарения не нашел ни теоретического, ни экспериментального подтверждения. Действительно, частичное испарение умеренно летучих требует нагрева вещества до температур, при которых происходит полная потеря высоко летучих элементов. А экспериментальное изучение процесса фракционного испарения вещества CI хондритов с целью получения вещества

хондритов иных типов (*Lipschutz et al.,* 1983; *Jochum, Palme,* 1993) показало, что получаемый в результате нагрева остаток, вне зависимости от окислительно-восстановительных условий испарения, коренным образом отличается от реального хондритового вещества по содержанию высоко и умеренно летучих элементов. В особенности эти различия касаются содержания таких пар элементов, как Zn и Se, Sn и Pb, Rb и Cs и др., имеющих в хондритах близкие степени обеднения относительно их космической распространенности.

Поэтому конденсационный механизм дифференциации умеренно и высоко летучих элементов, сопровождавшийся их неполной аккумуляцией в протовеществе планет и в родительских телах хондритов в настоящее время представляется более обоснованным. Как было впервые показано в работе (*Palme et al.,* 1988) для большинства элементов наблюдается четкая корреляция между степенью обеднения и значением температуры его 50%-ой конденсации из газа солнечного состава. Скорее всего, такая корреляция обусловлена влиянием кинетических ограничений на гетерогенные реакции в системе газ-твердое, связанных с уменьшением реакционной поверхности мелких пылевых частиц при их аккумуляции и некоторыми другими факторами (*Fegley,* 2000).

Приведенные выше аргументы позволяют сделать вывод, что, во-первых, значительная часть вещества хондритов образовалась в результате конденсации газовой фазы протопланетного диска;

во-вторых, максимальные температуры в околосолнечном диске в зоне образования хондритового вещества ($r \sim 2$-3.5 а.е.) достигали значений $T \sim 1200 - 900$К.

Помимо минеральных фаз, содержащих умеренно летучие элементы, в веществе хондритов присутствуют кристаллические Mg- и Fe-содержащие силикаты, хотя значительная их часть была видоизменена вторичными процессами в родительских телах. Результаты исследований последних лет состава межзвездной пыли, твердой компоненты межзвездных молекулярных облаков и околозвездных дисков, а также вещества комет и межпланетной пыли позволяют вывод о месте и *P-T* условиях их образования.

Кристаллические Fe-Mg-силикаты вероятнее всего образуются в высокотемпературных процессах, происходящих в оболочках звезд-гигантов некоторых классов (*Jones*, 2001). Однако впоследствии под влиянием различных внешних факторов (*Alexander et al*., 2007) они подвергаются раскристаллизации и поэтому в межзвездной среде (*Zubko et al*., 2004), в диффузных (*Tielens,* 1998) и плотных молекулярных облаках (*Watson et al*., 2004) силикаты находятся также в аморфной форме. Они входят в состав пыли ($d \leq 0.1$ μm), состоящей в основном из аморфного оливина (85%) и пироксена (15%), с соотношением Fe/Mg ≈ 1 (*Kemper et al*., 2004).

Результаты наблюдений протопланетных дисков вокруг звезд класса T Tauri показали, что в них силикатная пыль имеет бóльший размер, нежели в молекулярных облаках, $d \sim 2$ μm (*Kessler-Silacci et al*., 2005) и включает в себя

смесь аморфных и кристаллических силикатов (*Honda et al.*, 2003; *Ciardi et al.*, 2005). Отметим, что присутствие последних является косвенным признаком того, что в этих околозвездных дисках происходили высокотемпературные процессы испарения аморфных силикатных частиц и последующее образование в процессе конденсации кристаллической силикатной фазы. Однако для дисков вокруг звезд солнечного типа пока нет данных, позволяющих однозначно определить, где и когда эти кристаллические силикаты образовались.

Более определенно судить о конденсационном происхождении Fe-Mg-силикатов можно по результатам наблюдений дисков вокруг звезд типа Herbig AeBe, масса которых несколько выше солнечной (> $2M_{Sol}$). По данным (*van Boekel et al.*, 2005 и др.) содержание кристаллических силикатов в их пылевой компоненте достигает ~ 15 мас.%. Но что особенно важно, для трех дисков вокруг звезд класса Herbig AeBe обнаружен градиент распределения кристаллических силикатов: во внутренних областях с r = 1 – 2 а.е. их содержание достигает 40-95%, в то время как во внешних регионах с r = 2 – 20 а.е. 10-40% (*van Boekel et al.*, 2004).

Полученные данные позволяют с определенностью говорить о том, что кристаллические Fe-Mg-силикаты образовались в результате конденсационных процессов, происходивших во внутренней зоне указанных околозвездных дисков, а затем часть пыли была вынесена в его внешние зоны.

Распространяя этот вывод на условия в околосолнечном протопланетном диске, можно полагать что во внутренней его зоне ($r \leq$ 1-1.5 а.е.) на ранних стадиях эволюции также происходило испарение аморфных силикатов, входивших в состав межзвездного молекулярного облака, из фрагмента вещества которого образовалась Солнечная система. Сконденсировавшиеся при последующем охлаждении газовой фазы диска кристаллические силикаты в результате радиального дрейфа частично были вынесены в более удаленные от Солнца регионы, где и вошли в состав вещества родительских тел хондритов. Небольшая их часть достигла r ~ 5 - 10 а.е. о чем свидетельствуют находки кристаллов оливина в веществе комет Halley (*Swamy et al.*, 1988) и Hale-Bopp (*Hanner et al.*, 1999), а также в веществе кометы 9P/Tempel, которое было исследовано in situ в эксперименте «Deep Impact» (*Harker et al.*, 2005). Однако следует отметить, что найденный в кометном веществе оливин, в отличие силикатов хондритов, содержит преимущественно Mg (Fo90-Fo75), что может свидетельствовать о вторичных процессах, приведших к восстановлению значительной части Fe^{+2} (*Wooden et al.,* 2007).

Таким образом, имеющиеся данные о присутствии кристаллических силикатов в различных космохимических объектах и анализ условий их образования позволяют сделать вывод, что в протопланетном околосолнечном диске на $r \leq$ 1-1.5 а.е. температуры достигали значений ~ 1500 – 1300 K.

Но вещество хондритов содержит свидетельства того, что в околосолнечном диске были и более высокие температуры. Это тугоплавкие CAI включения, размер которых колеблется от нескольких микрон до нескольких

сантиметров. Они составляют от 0.1 до 13 об. % хондритового вещества (*MacPherson*, 2005). Включения обогащены наиболее тугоплавкими элементами (такими, как Ca и Al, а также редкими Hf, Sc, Lu и др.). Именно эти элементы входят в состав первых конденсированных фаз, образующихся при охлаждении газа солнечного состава. Результаты экспериментальных исследований (*Meibom et al.,* 2007) и термодинамического моделирования (*Grossman et al.,* 2002) дают основания полагать, что CAI включения – это наиболее ранний конденсат, образованный в регионе вблизи Солнца (r < 0.5 а.е.) при T ~ 2000 – 1700 К, частично вынесенный, благодаря радиальному дрейфу, наружу, вплоть до зоны образования родительских тел хондритов.

Хондриты содержат и другой высокотемпературный компонент – хондры, $T_{конд}$ которых оцениваются величинами ~ 1700 – 2100 К. Однако их образование, скорее всего, связано с локальным нагревом, возможно вызванным импактными процессами. Об этом свидетельствуют результаты многочисленных экспериментальных и теоретических исследований: вещество, аналогичное по составу веществу хондр получается в результате быстрого охлаждения газа (~10-1000 К/час), состав которого значительное (до 800 раз) обогащенен силикатной составляющей (*Engel et al*., 2007; *Varela et al*., 2007 и др.).

Пылевая компонента межзвездных молекулярных облаков в значительных количествах (~ 34 – 38 мас. %) содержит органические соединения в основном в форме тугоплавких полициклических и ароматических углеводородов (*Zubko et al.,* 2004). Эти соединения также обнаружены в спектрах большинства околозвездных дисков, в том числе и около звезд типа T Tauri (подробнее в *Bergin et al.,* 2007). Попав в околосолнечный диск, органическое вещество практически без изменений сохранилось в составе вещества комет (*Jasberger et al.,* 1999 и др.), где ее масса достигает 50% массы пылевой компоненты (*Kissel,* 1999). Кроме того, органические соединения частично сохранились в веществе углистых хондритов, в особенности самых примитивных (CI), где их содержание достигает ~ 3.5 мас. % (*Gibson et al.,* 1971). По оценкам (*Pollack et al.,* 1994), максимальная температура, при которой эти органические соединения остаются устойчивыми, составляет $\leq$ 450-600К. Поэтому указанный интервал может быть принят в качестве оценки верхнего предела температур на радиальных расстояниях r ~ 3.5 - 4.5 а.е. - наиболее вероятного региона образования родительских тел CI хондритов.

Температуры в околосолнечном диске на бóльших гелиоцентических расстояниях (r ~ 5 - 10 а.е.) на стадии начала образования Юпитера и Сатурна не превышали $T_{конд}(H_2O)$, что вытекает из того факта, что наличие льда воды является необходимым условием образования твердого зародыша Юпитера и планеты в целом (*Pollack et al*., 1996). При давлениях ~ 10^{-5} – 10^{-7} бар $T_{конд}(H_2O) \approx$ 150 – 140 К. О том, что кристаллический водяной лед составляет значительную часть вещества околозвездных дисков – в нем заключается до 50% валового содержания кислорода - свидетельствуют многочисленные наблюдательные данные (см. например обзор *Bergin et al.,* 2007).

На заключительной стадии образования газовых планет-гигантов температуры на $r \sim 5$ - 10 а.е. можно оценить, основываясь на данных об особенностях состава их атмосфер. Как было экспериментально установлено, атмосфера Юпитера в 2 - 4 раза обогащена (по отношению к водороду) всеми летучими, включая аргон. Атмосфера Сатурна также значительно обогащена азотом, углеродом и серой. Наиболее вероятным их источником считают ледяные планетезимали, образовавшиеся в околосолнечном диске, в зоне питания планеты, в состав которых летучие входили в форме твердых соединений с водяным льдом - клатратов или кристаллогидратов. Образование наиболее летучего из них – клатрата аргона ($Ar{\cdot}5.66H_2O$) в газе солнечного состава при $P = 10^{-9}$ - 10^{-7} бар, характерных для региона $r \sim 4$ - 10 а. е. при возрасте диска $t > 2$ млн. лет, происходило при $T \approx 35 – 40$ К (*Lunine*, *Stevenson* 1985). Этот температурный интервал и может быть принят в качестве оценки максимальных T для радиальных расстояний 5 – 10 а.е. на заключительной стадии образования Юпитера и Сатурна.

Радиальное распределение максимальных значений температур в околосолнечном газопылевом протопланетном диске, $T(r)$, полученное на основе анализа космохимических данных, схематично представлено на рис. 1. На нем для нескольких интервалов r, включающих в себя внутреннюю зону диска с $r \leq 0.5$ а.е., зону земных планет ($0.5 \leq r \leq 1.5$ а.е.), пояс астероидов ($2 \leq r \leq 3.5$ а.е.), внешнюю часть пояса астероидов ($3.5 \leq r \leq 4.5$ а.е.), а также зону газовых планет-гигантов Юпитера и Сатурна ($5 \leq r \leq 10$ а.е.), указаны интервалы вероятных значений максимальных температур. Для зоны $5 \leq r \leq 10$ а.е. указаны оценки максимальных температур на начальной стадии образования Юпитера и Сатурна (с индексом [1]) и на заключительной стадии - (с индексом [2]).

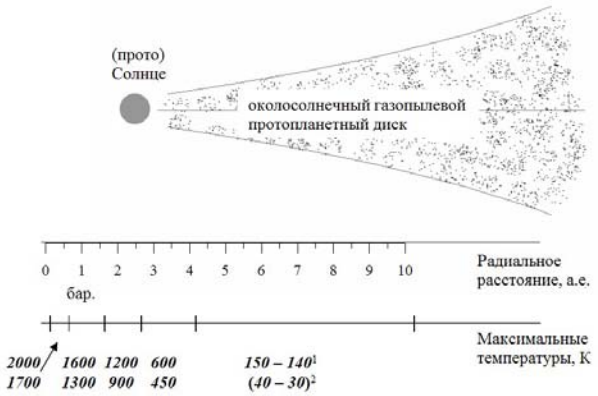


Рис. 1. Схематическая диаграмма радиального распределения максимальных температур в околосолнечном газопылевом протопланетном диске.

[1] – температуры на начальной стадии образования Юпитера и Сатурна в зоне с $5 \leq r \leq 10$ а.е.. [2] – температуры на заключительной стадии образования Юпитера и Сатурна

Давления в допланетном диске можно оценить лишь весьма приблизительно. Так на основе модели диска "минимальной массы", то есть когда породообразующие элементы, присутствующие в планетах, дополняются летучими до солнечного состава, получена оценка давления в поясе астероидов 10^{-7}-10^{-5} бар (*Kerridge, 1993*). Аналогичным образом, но с учетом двух крайних моделей состава Юпитера и Сатурна (чисто газовые и с ядром, плотность которых в 12-25 раз выше плотности газа), Вассон (*Wasson, 1985*) получил следующие оценки давления в центральной плоскости околосолнечного диска: $2{\cdot}10^{-5}$ - 10^{-5} на r = 1 а.е. и $5{\cdot}10^{-7}$ - $2{\cdot}10^{-6}$ на r = 3 а.е. С помощью модели равновесной конденсации Ларимером были смоделированы условия, в которых происходит дифференциация летучих, характерная для большинства типов хондритов (*Larimer, 1973*). В результате получено значение P = 10^{-6}-10^{-4} бар. В работе (*Gooding, Keil, 1981*) была оценена удельная плотность частиц при формирования хондр и на ее основе получена верхняя оценка давления: $P < 10^{-4}$ бар.

Таким образом, в качестве наиболее вероятного интервала изменения давления для внутренних зон диска можно указать величину $P \sim 10^{-4}$-10^{-6} бар, а для внешних ~ 10^{-5}-10^{-7}.

ЛИТЕРАТУРА

Alexander, C. M. O'd.; Boss, A. P.; Keller, L. P.; Nuth, J. A.; Weinberger, A. Astronomical and meteoritic evidence for the nature of interstellar dust and its processing in protoplanetary disks. In: Protostars and Planets V, B. Reipurth, D. Jewitt, and K. Keil (eds.), University of Arizona Press, Tucson, 951 pp., 2007., p.801-813.

Bergin E.A., Aikawa Y., Blake G.A., van Dishoeck E.F. The Chemical Evolution of Protoplanetary Disks. Ibid. P. 751-766.

Ciardi D. R., Telesco C. M., Packham C., Gómez, Martin C., Radomski J. T., De Buizer J. M., Phillips C. J., Harker D. E. Crystalline Silicate Emission in the Protostellar Binary Serpens SVS 20//Astrophys. J. 2005. V.629. P. 897-902.

Engler A., Varela M.E., Kurat G., Ebel D., Sylvester P. The origin of non-porphyritic pyroxene chondrules in UOCs: Liquid solar nebula condensates?//
Icarus. 2007. V. 192. N 1. P. 248-286.

Fegley B. Jr. Kinetics of gas-grain reactions in the Solar nebula// Space Science Reviews. 2000. V. 92. P.177–200.

Gibson E. K., Moore C. B., Lewis C. F. Total nitrogen and carbon abundance in carbonaceous chondrites//Geochim. Cosmochim. Acta. 1971. V. 35. P. 599–604.

Gilmour I. Structural and Isotopic Analysis of Organic Matter in arbonaceous Chondrites/In: Meteorites, Comets and Planets. Elsevier-Pergamon, Oxford. (A. M. Davis, ed.). 2005, p.269-290.

Gooding J.L., Keil K. Relative abundances of chondrule primary textural types in ordinary chondrites and their bearing on conditions of chondrule formation. 1981. Meteoritics. V. 6. P. 17-43.

Grossman L., Ebel D.S., Simon S.B. Formation of refractory inclusions by evaporation of condensate precursors//Geochim. Cosmoch. Acta. 2002. V. 66. N. 1. P. 145–161.
Hanner M. S. The Silicate Material in Comets //Space Science Reviews. 1999. V. 90. Issue ½. P. 99-108.
Harker D. E., Woodward C. E., Wooden D. H. The dust grains from 9P/Tempel 1 before and after the encounter with Deep Impact// Science. 2005. V. 310. P.278-280.
Honda M., Kataza H., Okamoto Y. K., Miyata T., Yamashita T., Sako S., Takubo S., Onaka T. Detection of Crystalline Silicates around the T Tauri Star Hen 3-600A// Astrophys. J. 2003. V.585. P. L59-L63.
Jasberger E.K. Rocky Cometary particulates: Their Elemental, Isotopic and Mineralogical Ingredients // Space Sci. Rev. 1999. V. 90. Issue 1/2. P. 91-97.
Jochum, K. P.; Palme, H. Fractionation of Volatile Elements by Heating of Solid Allende: Implications for the Source Material of Earth, Moon, and the Eucrite Parent Body//Meteoritics. 1993. V. 28, p. 373.
Jones A. P. Interstellar and circumstellar grain formation and survival//Phil. Trans. R. Soc. Lon. A. 2001. V. 359. P. 1961-1972.
Kemper, F.; Vriend, W. J.; Tielens, A. G. G. M. The Absence of Crystalline Silicates in the Diffuse Interstellar Medium. The Astrophysical Journal, Volume 609, Issue 2, pp. 826-837.
Kerridge J.F. What can meteorites tell us about nebular conditions and processes during planetesimal accretion? //Icarus. 1993. V. 106. P. 135-150.
Wasson J.T. Meteorites: Their record of early solar-system history. 1985. New York, W. H. Freeman and Co.. 274 p.
Kessler-Silacci J. E., Hillenbrand L. A., Blake G. A., Meyer M. R. 8-13 μm Spectroscopy of Young Stellar Objects: Evolution of the Silicate Feature// Astrophys. J. 2005. V.622. P. 404-429.
Kissel J. In situ measurements of evolved solids in space with emphasis on cometary particles // Formulation and Evolution of Solids in Space / Eds. J. M. Greenberg and A. Li. Kluwer Academic Publishers. 1999. P. 427-445.
Larimer J.W. Chemistry of the solar nebula. 1973. Space. Sci. Rev. V. 15. P. 103-119.
Lipschutz M.E., Biswas S., McSween H.J. Chemical characteristics and origin of H chondrite regolith breccias//Geochem.Cosmochem.Acta. 1983. V. 47. P. 169-179.
Lodders K. Solar System Abundances and Condensation Temperatures of the Elements//The Astrophysical Journal. 2003. V. 591. P. 1220-1247.
Lunine J. I., Stevenson D. J. Thermodynamics of clathrate hydrate at low and high pressures with application to the outer solar system // Astrophys. J. 1985. Suppl. Ser. V. 58. P. 493-531.
MacPherson G. J. Calcium-Aluminum-rich Inclusions in Chondritic Meteorites/In: Meteorite, comets and planets (A. M. Davis, ed.). Elsevier-Pergamon, Oxford. 2005. P. 201-246.

Meibom A., Krot A.N., Robert F., Mostefaoui S., Russell S.S., Petaev M.I., Gounelle M. Nitrogen and Carbon Isotopic Composition of the Sun Inferred from a High-Temperature Solar Nebular Condensate//The Astrophysical Journal. 2007. V. 656. N. 1. P. L33-L36.

Palme H., Boyton W.V. Meteoritic constraints on conditions in the solar nebula/In: Protostars and planets III. 1993. P. 979-1004.

Palme H., Larimer J.W., Lipschutz M.E. Moderately volatile elements/ In: Meteorites and the early Solar system. (J.F.Kerridge and M.S.Mathews, eds.). Tucson. Arizona: Univ.Arizon.Press. 1988. P.436-461.

Petaev M.I., Wood J.A. The condensation with partial isolation (CWPI) model of condensation in the solar nebula // Meteoritics and Planetary sciences. 1998. V. 33. P. 1123-1137.

Pollack J.B., Hollenbach D., Beckwith S.B., Simonelly D.P. Composition and radiative properties of grains in molecular clouds and accretion disks // Astrophys. J. 1994. V. 421. P. 615-639.

Pollack J.B., Hubickyj O., Bodenheimer P. et al. Formation of the Giant Planets by Concurrent Accretion of Solids and Gas // Icarus. 1996. V. 124. P. 62-85.

Saxena S.K., Eriksson G. Chemistry of the formation of terrestrial planets // Advances in physical geochemistry. N.Y.: Springer. V.6.: Chemistry and physics of terrestrial planets. 1986. P. 30-105.

Swamy K.K. S., Sandford S. A., Allamandola L., Witteborn F.C., Bregman J.D. A multicomponent model of the infrared emission from Comet Halley //Icarus. 1988. V. 75. P. 351-370.

Tielens A. G. G. M. Interstellar Depletions and the Life Cycle of Interstellar Dust// Astrophys. J. 1998. V. 499. P. 267-272.

Varela M.E., Kurat G., Zinner E. The primary liquid condensation model and the origin of barred olivine chondrules//Icarus. 2006. V. 184. N. 2. P. 344-364. 2007.

van Boekel R., Waters L. B. F. M., Dominik C., Dullemond C. P., Tielens A. G. G. M., de Koter A. Spatially and spectrally resolved 10 μm emission in Herbig Ae/Be stars// Astronomy and Astrophysics. 2004. V. 418. P.177-184.

van Boekel R., Min M., Waters L. B. F. M., de Koter A., Dominik C., van den Ancker M. E., Bouwman J. A 10 μm spectroscopic survey of Herbig Ae star disks: Grain growth and crystallization//Astron. Astrophys. 2005. V.437. P.189-208.

Watson D. M., Kemper F., Calvet N., Keller L. D.,Furlan E., et al. Mid-infrared Spectra of Class I Protostars in Taurus//Astrophys. J. Suppl. 2004. V.154. P. 391-395.

Wooden D., Desch S., Harker D., Gail H.-P., Keller L. Comet grains and implications for heating and radial mixing in the protoplanetary disk. In: Protostars and Planets V. B. Reipurth, D. Jewitt, and K. Keil (eds.), University of Arizona Press, Tucson, 951 pp., 2007. P. 815-833.

Zubko V., Dwek E., and Arendt R. G. Interstellar Dust Models Consistent with Extinction, Emission, and Abundance Constraints. //Astrophys. J. Suppl. 2004. V.152. P. 211-249.

КРИТЕРИИ ВЫБОРА БЛАГОПРИЯТНЫХ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ ДЛЯ ЗАХОРОНЕНИЯ ПРОМСТОКОВ В КРИОЛИТОЗОНЕ

Дроздов А.В.
АК «АЛРОСА»

adrosdov@rambler.ru

Подземное захоронение промышленных вод, включая радиоактивные стоки, в недра Земли основано в первую очередь на поглощающих способностях массивов или участков вмещать и удерживать жидкие отходы. При принятии конкретного решения по удалению различных токсичных растворов требуется обосновать геологические условия приемлемой для этих целей среды, произвести выбор места и технологию закачки необходимых объемов промстоков. В то же время набор большого количества разработанных и предлагаемых разными авторами геологических критериев в условиях криолитозоны не несет необходимой конкретной информации по оцениваемому объекту в верхних частях осадочного чехла. Поэтому для выделения перспективных объектов в криогенных толщах необходим комплексный подход к выбору мест захоронения промышленных стоков.

Значение яруса ММП при выборе объекта под природный или техногенный резервуар промстоков в криолитозоне можно рассматривать с разных позиций. С одной стороны, мерзлые породы обладают экранирующими свойствами, разделяющими зону активной жизнедеятельности от глубоких горизонтов, в которые можно удалять жидкие токсичные отходы. На этой основе возможна «консервация», складирование или обратная закачка некоторых видов промстоков. С другой стороны, сами ММП на определенных участках обладают повышенными фильтрационно-емкостными свойствами, поэтому на этой благоприятной основе построены и эксплуатируются полигоны захоронения дренажных вод в АК «АЛРОСА».

Разработке методологии оценки и способов обнаружения перспективных структур в криолитозоне для захоронения токсичных отходов (дренажных рассолов) горнодобычных производств АК «АЛРОСА» с использованием целенаправленного комплекса поисковых признаков придается особое значение. Для выбора таких перспективных криогенных структур автором был разработан и успешно применен на практике комплекс поисковых критериев, включающий структурные, тектонические, геоморфологические, газодинамические, температурные, гидрогеологические, геофизические, геохимические признаки (табл. 1). Каждый из этих критериев имеет свою физическую подоплеку, т.е. напрямую или косвенно связан с фильтрационно-емкостными свойствами определенной криогеологической среды (участка) в толще ММП.

Таблица 1

Комплекс поисковых признаков (критериев) благоприятных структур в ММП для захоронения техногенных стоков

№ п/п	Поисковый признак	Характеристика признака (критерия)
1	Тектонический	Региональные тектонические нарушения и оперяющая трещиноватость: – базитовмещающие Вилюйско-Котуйской зоны северо-западного простирания; – кимберлитоконтролирующие зоны северо-восточного простирания
2	Структурный	Отрицательные, неравномерно опущенные структуры в мерзлой толще верхнекембрийских
3	Геофизический	отложений Отрицательные гравитационные аномалии; линейные аномалии электрического сопротивления;
4	Газодинамический	локальные магнитные аномалии трубочного и
5	Геоморфологический	даечного типов Разнонаправленные движения воздуха в стволах скважин
6	Геохимический	Возвышенные площади и водораздельные участки с максимальной толщей мерзлых пород
7	Гидрогеологический	Линейные геохимические и газовые аномалии по He, H_2, тяжелым углеводородам и другим показателям
8	Температурный	Повышенные фильтрационно-емкостные показатели подмерзлотного горизонта Существование аномальных температурных зон внутри мерзлого яруса криолитосферы

Следует отметить, что поисковые критерии выбора криогенного объекта под захоронение дренажных стоков главным образом имеют качественные показатели, основанные на сравнении разных участков ММП по каким-либо свойствам природной среды. При этом окончательная оценка перспективности участка (объекта) зависит от прямых показателей поглощающих свойств толщ мерзлых пород, масштабности их распространения на полигоне и по району, а также мощности перекрывающего мерзлого экрана в экологически опасных направлениях.

В результате проведенных поисковых работ вблизи Удачнинского ГОКа с использованием разработанного комплекса показателей и дальнейшей оценкой благоприятных участков опытно-фильтрационным опробованием было выбрано и разведано пять полигонов, из которых только два (Октябрьский, Киенгский) обладали полным набором критериев и в дальнейшем оказались пригодными для удаления дренажных рассолов. При сравнении полигонов

можно обнаружить, что оба они находятся практически в одинаковых структурно-тектонической и криогенной обстановках. Благоприятные показатели фильтрационно-емкостных свойств ММП криогенных структур тесно связаны с характерным воздействием трапповых тел на прилегающие осадочные толщи. В пределах центральных (неравномерно опущенных) блоков происходили наибольшие дизъюнктивные деформации горных пород. В результате этого в прилегающих к траппам массивах осадочных толщ образовалось большое количество трещин отрыва, обладающих значительной пустотностью и проницаемостью. В дальнейшем, на существующую нарушенность пород в верхних частях мерзлого массива свой отпечаток наложили и криогенные процессы. Детальное изучение криогенного строения показало, что деформированность пород мерзлой толщи Киенгского участка значительно меньше Октябрьского, т.е. удельная емкость резервуара несколько ниже. Последующие опытно-фильтрационные исследования на полигоне захоронения эту особенность подтвердили. Опыт использования рассмотренных поисковых критериев при оценке криогеологических структур под захоронение дренажных вод был применен позднее для выделения перспективных участков вблизи Айхальского и Нюрбинского ГОКов в Западной Якутии.

Резюмируя вышеизложенное, можно считать, что наиболее благоприятный участок (полигон) для захоронения дренажных рассолов в ярусе ММП криолитозоны Западной Якутии должен, как правило, находиться вблизи трапповых тел и обладать полным комплексом показателей, включающих сложное структурно-тектоническое строение, отрицательные (сбросовые) или положительные структуры с сопутствующими аномалиями геофизических (гравитационных, магнитных, температурных и др.) и химических (геохимических, гидрохимических, атмохимических) полей, а также иметь максимальные мощности ММП.

Выбор благоприятных *подмерзлотных гидрогеологических структур* для удаления промстоков в областях криосферы основан на наличии поглощающего горизонта, комплекса (зоны), участка горного массива, перекрытого слабо- или непроницаемым экраном, представленным толщей ММП. Следует подчеркнуть, что роль остальных показателей среды для захоронения жидких промышленных отходов при использовании разных объектов под закачку нельзя преуменьшать. К этим факторам следует отнести совместимость техногенных растворов и подземных вод, температуру криогенных пород на полигонах, а также свойства промышленных стоков. Выполненные разноплановые исследования показывают, что осадочные толщи, как правило, неоднородны по фильтрационно-емкостным показателям по латерали и по вертикали на всех уровнях, начиная от отдельного полигона, заканчивая крупным криогидрогеологическим бассейном. В осадочных комплексах пород чехла, прорванных магматическими (в большей части – базитовыми) телами, могут существовать благоприятные природные ловушки

(резервуары) разных структурно-тектонических, седиментационых и других типов.

Именно поэтому автором был выполнен детальный анализ геолого-геофизической и структурно-тектонической ситуаций в районах эксплуатируемых полигонов захоронения Сибирской платформы с целью выявления причин разной приемистости разломных (трещинных) зон и на этой основе сделаны попытки уточнения критериев выбора благоприятных участков для захоронения сточных вод. На завершающей стадии работ суммировалось понимание структурно-тектонической и гидродинамической модели в качестве основы для прогнозирования местоположения и технологических параметров полигонов захоронения дренажных вод в разных ярусах криолитозоны для конкретных горнодобывающих предприятий. Такой подход автору представляется целесообразным и продуктивным при решении общей проблемы утилизации (захоронения) стоков на полигонах, находящихся в разных криогидрогеологических условиях платформы.

Каждый генетический тип потенциального резервуара отличается определенными закономерностями размещения в подземном пространстве, развитием пород-коллекторов и экранирующих мерзлых толщ. Следует отметить, что не для каждого региона платформы перспективной может быть любая из выделяемых криогеологических или криогидрогеологических структур, и не всегда применим метод аналогии даже для отдельного территориального субъекта (района). Поэтому подход к выбору участка (объекта), используемому для захоронения промстоков в криолитозоне, должен быть комплексный, но в тоже время индивидуальный, как по показателям природной среды, так и по закачиваемым стокам. Автором на основе анализа существующих многочисленных материалов по различным полигонам захоронения на Сибирской платформе и собственного опыта исследований разработан комплекс поисковых критериев благоприятных криогидрогеологических структур в подмерзлотных горизонтах, комплексах (зонах) для захоронения промстоков, включающий гидрогеологические, криогенные, структурные, тектонические, геоморфологические, магматические, температурные, геофизические, геохимические и прямые признаки (табл. 2).

В результате проведенного анализа на уже существующих полигонах захоронения в разных районах платформы с использованием предложенного комплекса показателей было установлено, что из рассмотренных и эксплуатируемых объектов только один полигон (ОПУ трубки Мир) обладал полным набором критериев (признаков) и оказался на практике наиболее пригодным для удаления больших объемов дренажных рассолов (свыше 170 млн. $м^3$) и высокой приемистостью поглощающих скважин (до 1,5 тыс. $м^3$/ч).

Следует отметить, что поисковые критерии выбора криогидрогеологического объекта под захоронение промышленных вод, в основном, имеют качественные показатели, основанные на сравнении разных участков криолитозоны по каким-либо свойствам или признакам природной

среды, полученным в процессе предшествующих работ. Оптимизация показателей криогидрогеологической среды часто сопряжена с субъективным характером рассмотрения. При этом окончательная оценка перспективности участка (объекта) зависит, главным образом, от прямых показателей объемов природных резервуаров, основанных на поглощающих свойствах толщ пород, масштабности их распространения на полигоне и по району, а также мощности перекрывающего мерзлого экрана в экологически опасных направлениях.

Таблица 2

Комплекс поисковых признаков (критериев) благоприятных гидрогеологических структур в подмерзлотных горизонтах (зонах) платформы для захоронения промстоков

№ п/п	Поисковый признак	Характеристика признака (критерия)
1	Гидрогеологический	Повышенные фильтрационно-емкостные показатели пород подмерзлотного горизонта, комплекса (зоны)
2	Криогенный	Наличие сплошной экранирующей толщи ММП
3	Тектонический	Существование региональных тектонических нарушений и оперяющей трещиноватости в
4	Структурный	осадочных толщах Положительные (отрицательные), неравномерно поднятые (опущенные) структуры осадочных
5	Магматический	отложений в подмерзлотной толще чехла Наличие магматических (трапповых, кимберлитовых и
6	Геофизический	др.) тел, прорывающих осадочный чехол Отрицательные или положительные гравитационные аномалии; линейные аномалии электрического
7	Геохимический	сопротивления; локальные магнитные аномалии трубочного и даечного типов
8	Температурный	Линейные геохимические и газовые аномалии по разным элементам, включая *He*, H_2, тяжелые
9	Геоморфологический	углеводороды и др. Существование аномальных температурных зон внутри ярусов криолитосферы Возвышенные площади и водораздельные участки с
10	Прямой	максимальной толщей мерзлых пород Наличие поглощений промывочной жидкости при бурении различных скважин

Criteria of allocation perspective cryogeological and cryohydrogeological structures in areas gryolithozone for a burial place industry flow are considered. The optimum object for removal of toxic liquid waste products should have a full set of the developed search attributes.

МАНТИЙНАЯ КОНВЕКЦИЯ И ФАЗОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ

Евсеев А.Н.
Институт физики Земли РАН Москва (ИФЗ РАН)

alevseev@gmail.com

МANTLE CONVECTION AND PHASE TRANSITIONS

Evseev A.N.
Institute of physics of the Earth RAS, (IPE RAS)

В настоящее время мантию Земли условно разделяют на верхнюю и нижнюю по глубине 660 км. Иногда мантию делят на верхнюю до глубины 410 км, переходную зону до глубины 660 км и нижнюю до границы с ядром на глубине 2890 км. В пиролитовой (ПИРоксен-ОЛивин) модели Рингвуда верхняя мантия состоит из перидотита (90%) и эклогита (10%). Перидотит является ансамблем минералов: 60% оливина, 25% ортопироксена, а также клинопироксена и граната. Эклогит содержит клинопироксен (60%), гранат (30%) и другие малые добавки. Нижняя мантия состоит на 75% из силикатного перовскита $(Mg_{0.9}Fe_{0.1})SiO_3$, на 15% из магнеовюстита $(Mg_{0.8}Fe_{0.2})O$ и на 10% из кальциевого перовскита $(CaSi)O_3$.

С ростом давления и температуры вещество мантии испытывает фазовые превращения. Поскольку вещество мантии многокомпонентное, то переход происходит не скачком, а размазан на интервал давлений Δp или глубин $d=\Delta p/(\rho g)$. В мантии на глубине 410 км оливин превращается в вадслеит со скачком плотности $\delta\rho/\rho_0=0.07$ при наклоне кривой фазового равновесия $\gamma=dp/dT=1.6–3.0\approx2.0$ МПа/К и ширине фазового перехода d=13 км. На глубине 520–580 км≈550км вадслеит превращается в рингвудит со скачком $\delta\rho/\rho_0=0.03$ при $\gamma=4.3$ МПа/К и ширине фазового перехода до d=60 км. На глубине 660 км рингвудит превращается в смесь перовскита и магнеовюстита с большим скачком плотности $\delta\rho/\rho_0=0.09$ при отрицательном наклоне кривой фазового равновесия. Его величина по последним данным лабораторных измерений оказывается существенно меньшей, чем обычно принималось в большинстве работ, и составляет лишь $\gamma=dp/dT=–(0.5–2.0)$ МПа/К. В оливине фазовый переход узкий d≈3 км. В интервале глубин 1250–1750≈1500 км железо в перовските переходит из состояния с высоким спином электрона в состояние с низким спином, при изменении плотности $\delta\rho/\rho_0\sim0.01$. При этом переходе также происходит перераспределение железа и магния между перовскитом и окисью магния. Наклон кривой равновесия оказывается достаточно высоким $\gamma=dp/dT\sim16$МПа/К, и переход имеет ширину до d~500 км. Наконец, на глубине около 2700 км (на верхней границе слоя D") перовскит переходит в пост-перовскит при $\delta\rho/\rho_0=0.02$, $\gamma\approx8$ МПа/К и ширине перехода d≈40 км.

В мантии могут быть фазовые и химические границы, разделяющие слои с разной плотностью. Химическая граница всегда тормозит конвекцию, т.к.

нисходящий мантийный поток, пересекая химическую границу, затягивает легкое вещество вниз и тем самым облегчает столб этого опускающегося потока. Аналогично легкий восходящий мантийный поток при пересечении химической границы затягивает тяжелое вещество вверх. При этом восходящий мантийный поток утяжеляется, и конвекция тормозится.

Фазовый переход, в отличие от химического перехода, несмотря на скачок плотности, может или не влиять на конвекцию, или тормозить ее, или ускорять. Области устойчивости состояния фаз разделяются кривой фазового равновесия p=p(T). Поскольку в мантии давление зависит от глубины p=ρgh, то слои с разными фазами разделяются границей h=h(T). Наклон фазовой кривой γ_p=dp/dT, разделяющей слои, в переменных равен γ_h=dh/dT=γ_p/ρg. Наклон фазовой кривой связан с теплотой, выделяющейся при фазовом переходе q, соотношением Клапейрона-Клаузиуса q=$\gamma_p\delta\rho T/(\rho_1\rho_2)$, где ρ_1 и ρ_2–плотности фаз, и $\delta\rho=\rho_2-\rho_1$ и γ_p=dp/dT.

Конвекция в мантии постоянно поддерживается разностью давлений, создаваемой разными весами столбов холодного нисходящего и горячего восходящего мантийных потоков. При экзотермическом фазовом переходе q>0 и γ_p>0. Поэтому в холодном (dT<0) нисходящем мантийном потоке фазовый переход происходит при меньшем давлении (dp<0), т.е. на меньшей глубине (dh<0). В результате столб нисходящего мантийного потока утяжеляется, и конвекция усиливается. Аналогично ускоряет конвекцию облегчающийся горячий восходящий мантийный поток. При эндотермическом фазовом переходе q<0 и γ_p<0. Поэтому в холодном нисходящем мантийном потоке фазовый переход происходит при большем давлении, т.е. на большей глубине. В результате столб нисходящего мантийного потока облегчается, и конвекция ослабевает.

Влияние эндотермических фазовых переходов на конвекцию при различных величинах наклона фазовой кривой и различной интенсивности конвекции наиболее подробно исследовано в работах [1,2,3]. В настоящей работе рассчитывается структура мантийных течений и полей температуры при различных ширинах зон фазовых переходов. Кроме исследования влияния ширины фазового перехода, новым в настоящей работе является расчет ускорения конвекции при экзотермических фазовых переходах. Также показано, как происходит перемешивание вещества при частично расслоенной конвекции.

Количественной интегральной характеристикой влияния фазового перехода на конвективный теплоперенос служит значение числа Нуссельта. Для характеристики эффективности массопереноса через фазовую границу в работе [3] была введена величина V*, равная отношению среднего модуля вертикальной скорости конвективных течений на фазовой границе к ее значению в отсутствие фазового перехода $V^*=|V_z(z^*)|/|V_z(z^*,P=0)|$.

Влияние фазовых переходов на мантийную конвекцию началось изучаться с работ Христенсена [1]. Особое внимание уделялось эндотермическому фазовому переходу, происходящему на глубине 660 км. Он

служит частичным барьером для мантийных потоков, и в некоторых случаях может несколько тормозить конвекцию (см. например, [1,2]). Пока не были открыты фазовые переходы перовскит-постперовскит и особенно спиновый переход в перовските с шириной до 500 км количественные расчеты влияния ширины зоны фазовых переходов на конвективные течения не проводились. В настоящей работе этот эффект исследован в широком диапазоне значений наклона кривой фазового равновесия γ как для эндотермических, так и экзотермических переходов.

Результаты расчетов

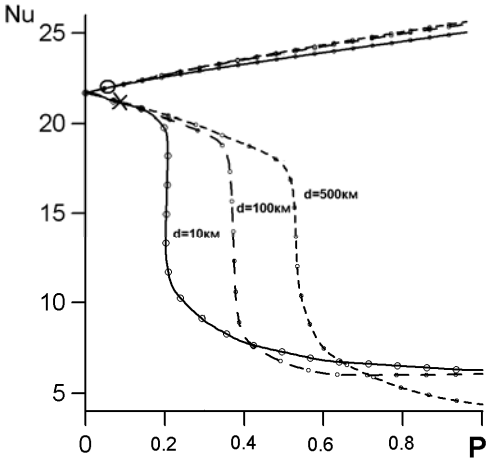
Влияние фазового перехода на конвекцию зависит от скачка плотности $\delta\rho/\rho_0$ и от наклона кривой фазового равновесия γ, но не порознь, а только от их произведения

$P = \gamma\delta\rho/\rho_0$. Этот параметр равен P =2МПа/К· 0.07=0.14 МПа/К для перехода на глубине 410 км. Для других переходов он соответственно равен P=0.12 МПа/К для фазового перехода на глубине 550км, P=-0.18 МПа/К для фазового перехода на глубине 660км, P=0.16 МПа/К для фазового перехода на глубине 1500км, P=0.16 МПа/К для фазового перехода на глубине 550км, P=0.12 МПа/К для фазового перехода на глубине 2700км. Ширины фазовых переходов на глубинах 410, 550, 660, 1500 и 2700км соответственно равны 13км, 60км, 3км, 500км, 40км. В безразмерных переменных за единицу длины берется толщина мантии D=3000км, за единицу измерения температуры берется ее нададиабатический перепад в мантии T_0=2500К. В этих переменных наклон фазовой кривой измеряется в единицах $\rho_0 gD/T_0 \approx 50$, а относительный скачок плотности – единицах $(\alpha_0 T_0)^{-1}=1/(2\cdot10^{-5}\cdot2500)=20$. Поэтому в безразмерных переменных фазовый параметр будет равен $P_{без} = P\cdot20/50= 0.4\cdot P$. Для фазовых переходов в мантии значения фазового параметра $P_{без}$ будут равны 0.06, 0.05, -0.08, 0.064, 0.064, соответственно для глубин 410км, 550км, 660км, 150км и 2700км.

На рис.1 представлены вычисленные значения числа Нуссельта, характеризующие эффективность выноса тепла из мантии мантийными течениями. Такая характеристика влияния фазовых переходов, ускоряющих или тормозящих конвекцию, впервые введена в настоящей работе. Как видно из рис. фазовый переход на глубине 660км (помечен крестом) слепка тормозит конвекцию, а фазовые переходы на глубине 410, 550, 1500 и 2700км слепка ускоряют ее.

Заключение

В течение последних двух десятилетий многие полагали, что фазовый переход на глубине 660км может приводить к торможению конвекции вплоть до ее периодического расслоения с появление аваланчей. Детальные расчеты, проведенные в настоящей работе, показали, что ни расслоение конвекции, ни аваланчи в реальной мантии Земли не возникают.



Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 08-05-00378-а, 09-05-00569-а, и гранта "Лучшие аспиранты РАН" Фонда содействия отечественной науки.

ЛИТЕРАТУРА

1.Christensen U., Effects of phase transitions on mantle convection // Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 1995, vol. 23, pp. 65-87.

2.Трубицын В.П., Евсеев А.Н, Баранов А.А., Трубицын А.П. Мантийная конвекция с эндотермическим фазовым переходом. //Физика Земли. 2007. № 12. С. 4-11.

3.Трубицын В.П., Евсеев А.Н, Баранов А.А., Трубицын А.П. Влияние эндотермического перехода на массообмен между верхней и нижней мантией. //Физика Земли. 2008. № 6. С. 3-16.

Detailed numerical modeling of mantle convection with phase transitions showed, how phase transition on the depth 660km slows down the mantle convection and heat transfer. All the other transitions accelerate the mantle convection.

ТРАНСПОРТНЫЕ, УПРУГИЕ СВОЙСТВА И АНИЗОТРОПИЯ ПОРОД КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ (ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ)

Жариков А.В.[1,3], **Лобанов К.В.**[1], **Керн Х.**[2], **Витовтова В.М.**[3]
[1]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН,
[2]Университет г.Киль, Германия,
[3]Институт экспериментальной минералогии (ИЭМ) РАН, Черноголовка, Россия

vil@igem.ru

TRANSPORT, ELASTIC PROPERTIES AND ANISOTROPY OF THE ROCKS FROM THE KOLA SUPERDEEP BOREHOLE (EXPERIMENTAL DATA)

Zharikov A.V.[1,3], **Lobanov K.V.**[1], **Kern H.**[2], **Vitovtova V.M.**[3]
[1]Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Moscow, Russia,
[2]Mineralogisch-Petrographisches Institut, Christian-Alberchts Universitat, Kiel, Germany,
[3]Institute of Experimental Mineralogy, Chernogolovka, Russia

Приведены результаты исследований образцов пород керна Кольской сверхглубокой скважины и их аналогов с поверхности, отобранных на опорном профиле через северное крыло Печенгской структуры. При сопоставлении исходных образцов установлено, что их минеральный состав и состав породообразующих минералов идентичны. В тоже время их физические свойства значительно отличаются: значения пористости, проницаемости, коэффициента анизотропии скоростей продольных волн значительно выше у образцов керна, чем у образцов с поверхности, а величины скоростей продольных волн, напротив, ниже. Такое несоответствие, очевидно, связано с искажающим влиянием наложенных микротрещин, возникших при бурении и подъеме керна на поверхность. Исследования проницаемости и пористости образцов керна показали, что техногенные микротрещины имеют низкий коэффициент формы и распределены неравномерно: их плотность возрастает по мере удаления от оси керна к его периферийной части, поэтому пористость изменяется в несколько раз, а проницаемость – на несколько порядков. Следовательно, физические свойства образцов керна сверхглубоких скважин, измеренные при комнатной температуре и атмосферном давлении, не отвечают свойствам глубинных пород разреза скважины *in situ*.

Естественный путь уменьшения искажающего влияния техногенных микротрещин на транспортные и упругие свойства образцов керна состоит в проведении исследований при высоких *PT*-параметрах. Другой способ – выбор метода исследования, результаты которого не был бы подвержены такому влиянию, поэтому для характеристики объемной анизотропии упругих свойств пород был применен структурно-петрофизический метод, разработанный

В.И.Старостиным (1994). Петрофизические диаграммы отражают особенности структур и текстур горных пород, т.е. свойства, приобретенные под воздействием деформаций в процессе метаморфических преобразований. По результатам статистического анализа выделено семь типов диаграмм, отвечающих основным планам деформаций. Сопоставление данных минеральной плотности, отвечающей минеральному составу пород и петрофизических диаграмм, отражающих историю деформаций, позволило провести корреляцию аналогичных блоков на поверхности и в скважине. Наиболее высокие значения анизотропии Vp характерны для зоны рассланцевания и катаклаза Лучломпольского разлома. Наличие такой зоны трассируется наклонной сейсмической границей в северном крыле Печенгской структуры. Разлом вскрыт скважиной в интервале глубин 4340 - 5100 м и выходит на поверхность в районе озера Лучломпол.

Вторая сейсмическая граница на глубине ~ 6.84 км вызвана как сменой литологии: контакт вулканогенно-осадочной печенгской серии и метаморфической кольской, так и влиянию трещиноватой зоны волновода, расположенной ниже (на глубинах 8 - 12 км).

В ходе исследования скоростей и анизотропии скоростей продольных и поперечных волн текстурно-ориентированных образцов керна СГ-3 и их поверхностных аналогов при давлении до 600 МПа и температуре до 600^{o}C установлено, что скорости упругих волн зависят от минерального состава пород. Скорости *Vp* и *Vs* в амфиболитах выше, чем в гнейсах. Другим фактором, влияющим на величины скоростей упругих волн, является микротрещиноватость. Техногенные микротрещины с низким коэффициентом формы легко закрываются даже при небольших давлениях, что приводит к быстрому увеличению значений скоростей упругих волн и сближению трендов образцов керна и с поверхности.

Увеличение температуры приводит к медленному и незначительному линейному уменьшению *Vp*. Очевидно, что принятая величина обжимающего давления (600 МПа) достаточно велика, чтобы избежать терморазуплотнения пород.

Линейные участки зависимостей от давления (300 - 600 МПа) и температуры (20 - 500°C), были использованы для экстраполяции полученных данных для *PT*, соответствующих условиям больших глубин. Скорости упругих волн, определенные при *PT*-параметрах *in situ* согласуются значительно лучше с данными ВСП, чем полученные при атмосферном давлении. Однако, значения *Vp*, полученные при давлениях *in situ*, все же незначительно выше, а при давлении 600 МПа еще несколько выше, чем по данным ВСП. Учет угла падения пород кольской серии уменьшает, но не ликвидирует расхождение. Значения *Vs*, полученные по данным лабораторных исследований и ВСП, напротив, хорошо согласуются между собой. Такое соотношение *Vp* и *Vs* пород волновода, вскрытого скважиной на глубине 8 - 12 км, может быть вызвано присутствием флюидов.

Проведены также исследования проницаемости образцов керна сверхглубоких скважин СГ-3 (Россия) и КТБ (Германия) а также поверхностных аналогов архейских пород СГ-3.

Увеличение давления приводит к уменьшению проницаемости. С ростом температуры градиент зависимости увеличивается. Характер температурных трендов зависит от величины эффективного давления в опыте и глубины, с которой отобраны образцы

- При низких $P_{эфф}$ (30 - 80 МПа) увеличение температуры сначала приводит к уменьшению проницаемости, затем – к ее увеличению. Инверсии трендов отмечаются при температурах 300 – 500 ^{o}C.
- При более высоких $P_{эфф}$ (100 – 150 МПа) на температурных трендах образцов с больших глубин (9 - 11 км) также наблюдаются инверсии. Проницаемость образцов, отобранных на меньшей глубине (3.8 км) и на поверхности монотонно уменьшается во всем диапазоне температур.

При одновременном увеличении температуры и давления до величин, соответствующих условиям естественного залегания архейских пород в скважине СГ-3 (6 - 10 км) проницаемость всех исследованных образцов уменьшается, но с различной скоростью. Поэтому при *PT*-параметрах больших глубин наблюдаются значительные вариации величин данного параметра.

Проницаемость образцов при фильтрации параллельно сланцеватости уменьшается быстрее, чем перпендикулярно сланцеватости. Поэтому анизотропия проницаемости сначала увеличивается с глубиной, а при *PT*-параметрах, соответствующих глубине 8 - 10 км, достигает асимптоты при максимально возможном значении. Таким образом, на фоне общего снижения проницаемости с глубиной, амфиболиты и гнейсы кольской серии, микроструктура которых благоприятна для аккумулирования и миграции мобильных флюидов могут формировать в нижней части разреза Кольской сверхглубокой скважины локальные водонасыщенные горизонты. В *PT*-условиях архейского разреза СГ-3 сланцеватость определяет как анизотропию проницаемости так, и скоростей упругих волн, поэтому такие горизонты в естественном залегании могут быть обнаружены сейсмическими зондированиями: по отношению скоростей продольных и поперечных волн а также методами, основанными на измерении поляризации поперечных волн.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (08-05-00855) а также Программ 6 и 7 ОНЗ РАН

Permeability and elastic wave velocities (*Vp,Vs*) of rock samples collected from the Kola SG-3 superdeep borehole and from surface outcrops were studied at high temperatures and pressures.

Vp and Vs and their directional dependence were found to be largely controlled by the modal composition of the rocks and the LPO of major minerals.

Velocities are significantly higher in amphibolite than in gneisses. Besides the lithologic control, a marked pressure sensitivity of wave velocities and anisotropy is observed in both rock types, in particular at low pressure. Differences in velocities and anisotropy between core samples and surface analogues in the low pressure range are due to drilling effects and rapid core retrieval. As pressure is increased, the effect of microcracks is more and more eliminated and velocities and anisotropy of the compacted core and surface samples are very similar. The experimentally determined velocities simulating in situ conditions compare fairly well with the VSP data, in particular, when anisotropy is included in the determination.

In contrast, permeability is not significantly affected by the mineral composition of the rocks. It is exclusively controlled by the state of microfracturing, which in turn is strongly dependent on concurrent effect of pressure and temperature. Increase in confining pressure leads to a decrease of rock permeability. Increase in temperature may lead to permeability increase, decrease or inversions. Microscopic inspection of the microstructure reveals two families of microcracks: low aspect ratio cracks, crossing several mineral grains, and high aspect ratio cracks, localized at grain boundaries. The effect of these microcracks on rock permeability changes with temperature. On sample heating, the microcracks with low aspect ratio close, and microcracks with high aspect ratio open. As a result, the total effect is reflected by an inversion on the permeability-temperature trends. At conditions simulating *PT* increase with depth, permeability decreases, whereas permeability anisotropy increases. Under *PT* conditions of deep parts of the Kola SG-3 permeability anisotropy is largely controlled by preferred orientation of main rock-forming minerals. Hence, at such conditions the nature of anisotropy of elastic wave velocities and permeability is similar.

ТРАНСПОРТНЫЕ СВОЙСТВА ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОРОД СТРЕЛЬЦОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Жариков А.В.[1], **Шмонов В.М.**[2], **Бурмистров А.А.**[3], **Алешин А.П.**[1]
[1]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН,
[2]Институт экспериментальной минералогии (ИЭМ) РАН,
[3]Геологический факультет МГУ

vil@igem.ru

TRANSPORT PROPERTIES OF MAIN ROCKS FROM STRELTSOVSKOYE ORE FIELD (EAST TRANSBAIKALIA)

ZharikovA.V.[1], **Shmonov V.M.**[2], **Bourmistrov A..A.**[3], **Aleshin A.P.**[1]
[1]Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry Moscow, Russia,
[2]Institute of Experimental Mineralogy, Chernogolovka, Russia,
[3]Geological department of MSU Moscow, Russia

Гидротермальные молибден-урановые месторождения Стрельцовского рудного поля (Восточное Забайкалье) содержат уникальные запасы богатых руд. Рудные тела, морфология которых очень разнообразна, приурочены к нарушениям сплошности пород различного масштаба: от микротрещин до крупных разломов. Поэтому рудная минерализация сосредоточена как в жилах различной мощности, так и в прожилках, и в виде вкрапленности [1]. В этой связи актуальны исследования транспортных свойств пород, представляющих основные структурные элементы Стрельцовской кальдеры.

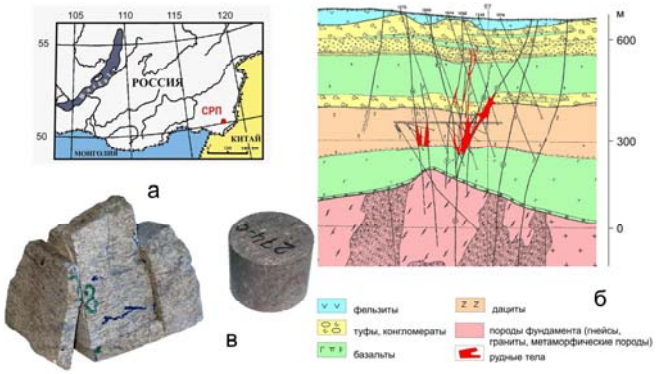


Рис.1. а - географическое положение Стрельцовского рудного поля (СРП),
б - геологический разрез месторождения Октябрьское,
в - образцы, подготовленные для петрофизических исследований.

В настоящей работе представлены результаты исследований пористости, проницаемости, анизотропии проницаемости, параметров водонасыщения образцов дацита, гранита и базальта месторождения Октябрьское (рис. 1, 2, табл.1). Детали методики петрофизических исследований приведены в [2,3,4].

Установлено, что максимальными значениями пористости, проницаемости и анизотропии проницаемости обладают дациты. Эта закономерность сохраняется и в том случае, если, моделируя восходящее движение флюида от глубинного источника, рассматривать наименьшие значения параметра, полученные вкрест флюидальности. Порода фундамента – гранит – имеет проницаемость на порядок меньше, а проницаемость базальта меньше еще на один порядок.

Образец	Порода	Пористость (%)	Направление фильтрации	Проницаемость ($м^2$)	Коэффициент анизотропии проницаемости $k_x/k_y \cdot 100$ (%)
Тл-4=	дацит	10,20	вдоль флюидальности	2,949E-15	4,18
			вдоль флюидальности	2,083E-15	2,03
Тл-4a+			поперек флюидальности	7,048E-16	68,45
			поперек флюидальности	1,455E-15	2,96
Тл-4b+			поперек флюидальности	4,308E-17	48,36
Тл-5=	дацит	9,70	вдоль флюидальности	5,201E-16	151,35
			вдоль флюидальности	5,047E-16	146,85
Тл-5+			поперек флюидальности	3,437E-18	
t-65-125	гранит	0,70		3,041E-19	
540	базальт	2,80		1,321E-20	

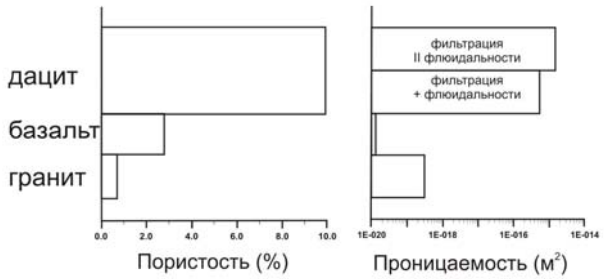
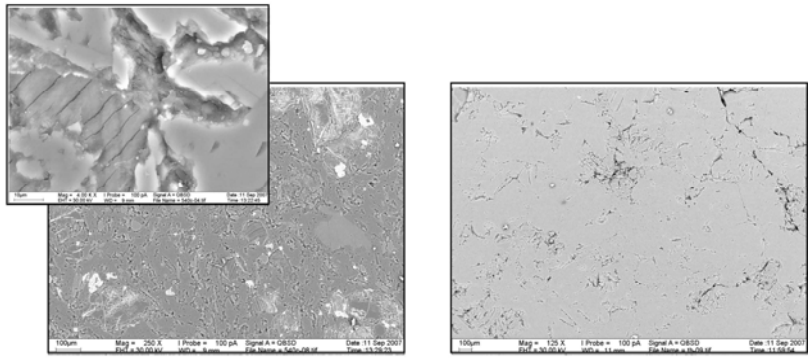


Табл. 1, рис. 2. Транспортные свойства основных типов пород месторождения Октябрьское.

Важной особенностью полученных результатов является отсутствие корреляции между пористостью и проницаемостью (рис. 2, табл.1). Базальт, пористость которого значительно выше, чем гранита, обладает проницаемостью на порядок меньше. В ходе исследований под сканирующим электронным микроскопом [5] установлено, что доля «тупиковых» пор, через которые не происходит движения флюидов, составляет около половины объема порового пространства базальта, определяя низкие значения проницаемости породы (рис. 3).



а **б**

Рис. 3. Поры и микротрещины в образце базальта (а) и дацита (б).

В дацитах максимальные величины проницаемости отмечены вдоль флюидальности, минимальные – поперек флюидальности пород. Установлена корреляция между интенсивностью вторичных изменений дацитов, их пористостью и проницаемостью (рис. 4).

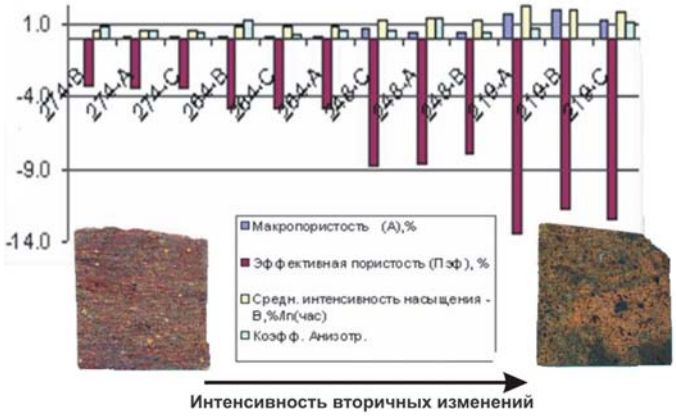


Рис. 4. Влияние вторичных изменений на транспортные свойства дацитов, отобранных на месторождении Октябрьское.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (08-05-00855) а также Программ 6 и 7 ОНЗ РАН

ЛИТЕРАТУРА

1. Л.П. Ищукова, И.С. Модников, И.В. Сычев и др. Урановые месторождения Стрельцовского рудного поля в Забайкалье. / С.С. Наумов (ред.), Иркутск, 2007, 260 с.
2. Жариков А.В., Мальковский В.И., Шмонов В.М., Витовтова В.М., Графчиков А.А. Метод измерения проницаемости образцов горных пород с учетом изменения термодинамических свойств флюида. // Электронный научно-информаци-онный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН», № 1(22), 2004, М.: ОИФЗ РАН. URL:*http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dggrms/1-2004/informbul-1_2004/geomaterial-1.pdf*
3. Старостин В.И., Дергачев А.Л., Хркович К. Структурно-петрофизический анализ месторождений полезных ископаемых. М., Изд-во МГУ, 1994, 288 с.
4. Бурмистров А.А., Старостин В.И. Использование ультразвукового структурно-петрофизического анализа для изучения порового пространства пород и руд // Вестник Московского университета. Сер.4. Геология. 2002. N 3. С. 59-64.
5. **Бурмистров А.А., Соколов В.Н. Анализ связи динамики свободного насыщения пород со структурой их порового пространства // Восьмая международная конференция "Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле", Москва, 9-11 октября 2007 г. Материалы конференции. С.14-16.**

The paper presents the data on porosity, permeability, permeability anisotropy, parameters of free water saturation, elastic wave velocities and anisotropy obtained on the dacite, granite and basalt samples collected from the Oktiabrskoye deposit. The highest values of porosity, permeability and permeability anisotropy were found in dacite samples. The trend is also valid for minimal permeability values obtained when filtration normal to fluidal texture is used to simulate a vertical flow from a deep source. Permeability value for basement rock – granite is one decimal order lower. In its turn basalt permeability value is one order lower than granite one.

It was found no coupling between permeability and porosity of the studied samples. Porosity of the basalt sample is strongly higher than granite one and its permeability is one order lower.

The results of sample inspection using scanning electron microscope showed that about a half of pores in basalt are dead-end. So, there is no fluid flow there and as a result permeability of basalt is low.

The highest values of permeability were found in dacites with flow along fluidal texture and lower ones – normal to it. The relationships between intensity of dacite alteration, their porosity and permeability were found.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОБСТВЕННОЙ ЛЕТУЧЕСТИ КИСЛОРОДА БАЗАЛЬТОВ И ОЛИВИНОВ КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА.

Жаркова Е.В., А.А.Кадик
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского (ГЕОХИ РАН)

Kadik@geochi.ru

THE USING OF ELECTROCHEMICAL METHODS FOR THE DETERMINATION OF INTRINSIC OXYGEN FUGACITY OF THE BASALTS AND THE OLIVINES FROM THE KAMCHATSKII DISTRICT.

Zharkova E.V., Kadik A.A.
V.I.Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytic Chemistry (GEOKHI RAS)

Определение окислительно-восстановительных условий формирования базальтов и продуктов их химической дифференциации является одной из актуальных задач петрологии. В основном для этой цели используются термодинамические методы: расчет минеральных равновесий или расчет соотношения Fe^{2+}/Fe^{3+} в вулканических стеклах.

В настоящей работе был использован электрохимический метод на основе двух твердых ячеек, обладающих избирательной способностью пропускать ионы кислорода, и, таким образом можно напрямую определить собственную летучесть кислорода (intrinsic oxygen fugacity - fO_2) оливинов и базальтов. Измерения проводились в интервале температур от 800 до 1100°С.

Таблица1. Химический состав базальтов Камчатского региона.

Окислы (вес.%)	Л–21 (Коллекция А.М.Дорфмана)	ТЛ-10-08-76 (Коллекция А.А.Кадика)	Т–6 (Коллекция А.А.Борисова)
SiO_2	52,05	51,20	51,2
TiO_2	0,82	1,71	1,40
Al_2O_3	15,16	17,60	16,30
Fe_2O_3	4,48	2,58	3,59
FeO	5,16	8,21	6,53
MnO	0,10	0,155	0,17
CaO	9,29	4,50	6,78
MgO	9,48	7,94	9,26
Na_2O	2,46	3,26	2,00
K_2O	0,89	2,00	1,56
P_2O_5	0,13	0,625	0,40
H_2O^-	0,03	0,07	-
H_2O^+	0,06	0,13	0,13
Сумма	100,12	99,94	99,32

Нами проведены экспериментальные определения собственной летучести кислорода базальтов и оливинов из Камчатского региона. Для исследования были выбраны два образца базальта вулкана Толбачек и один образец базальта вулкана Киргурич. Базальты вулкана Толбачек отличаются друг от друга по составу (табл.1). Так образец вулкана Толбачек ТЛ-10-08-76 является высокоглиноземистым, два других образца базальтов Толбачек (Т-6) и вулкана Киргурич (Л-21) высокомагнезиальными базальтами (табл.1).

Результаты экспериментов по определению собственной летучести кислорода базальтов Камчатского региона представлены в табл.2. Зависимость $\log fO_2$ от величины обратной температуры подчиняется закону Нернста и может быть описана линейным уравнением следующего вида:

$$\log fO_2 = A - B/T°K \qquad (1)$$

Показано, что fO_2 исследованных образцов базальтов лежит в области буферного равновесия вюстит-магнетит (WM) при низких температурах, а при 1200 - 1250°С, т.е. при температуре их кристаллизациии близка к буферному равновесию кварц-фаялит-магнетит (QFM) либо выше QFM на одну логарифмическую единицу (табл.2).

Таблица 2.

Значения коэффициентов «А» и «В» в эмпирической зависимости $\log fO_2 = A - B/T°K$ для базальтов и оливинов Камчатского региона.

Образец	$-\log fO_2$ при 1250°С	A	B	r	n
Л-21, базальт, вулкан Киргурин	7,77	11,744	29722	0,983	11
ТЛ-10-08-76, базальт, вулкан Толбачек	7,57	13,02	31358	0,994	9
ТЛ–6, базальт, вулкан Толбачек	6,82	16,663	35762	0,979	11
Си–41, оливин, вулкан Ильинский	8,50	15,488	36540	0,993	8
Б–621а, оливин, вулкан Мутновский	8,42	15,603	36591	0,995	8
Ка–77/7, оливин, вулкан Кудач	8,66	16,184	37832	0,983	7

R – коэффициент корреляции; n – колличество экспериментальных точек.

Так же нами были измерены три образца оливинов, микрозондовый анализ которых приведен в табл. 3 (Си-41, Б-621а, Б-621а - коллекция Т.И.Фроловой).

Таблица 3.

Микрозондовый анализ оливинов Камчатского региона (коллекция Т.И.Фроловой).

Образец	Си–41	Б-621 а	Ка–77/7
SiO_2	39,934	39,145	39,329
MgO	4,494	41,735	41,435
Al_2O_3	0,009	0,000	0,000
CaO	0,168	0,207	0,218
TiO_2	0,010	0,032	0,022
FeO	16,386	19,641	19,597
MnO	0,289	0,309	0,271
Cr_2O_3	0,000	0,000	0,004
V_2O_3	0,000	0,000	0,029
NiO	0,153	0,009	0,075
CoO	0,001	0,01	0,093
Сумма	100,445	101,107	101,074
FM	17,71	21,15	21,20
Fo	82,17	78,84	78,74
Fa	17,83	21,16	21,26

Си-41 – алливалитовое включение округлой формы с большим объемом темноцветных минералов. Б-621а – алливалитовые включения в базальтовых шлаках. Крупные обломки алливалитов отсутствуют, видимо это «зачаточные» сростки алливалитов, которые выкрашиваются из шлаков, образуя россыпи. Можно предположить, что это крупные обломки дезинтегрированных включений, но все-таки это маловероятно, т.к. аналогичные аливалитовые включения (оливин + плагиоклаз) встречаются и в базальтовых лавах. Ка-77/7 – алливалитовое включение, крупнозернистое с внешней базальтовой оторочкой (пленкой). Такая базальтовая оторочка имеется, практически, вокруг всех алливалитовых включений независимо от вулкана.

Показано, что изученные образцы оливинов обладают более низкой fO_2, чем базальты (табл.2) и лежат в области буферного равновесия WM (вюстит-магнетит) при низких температурах (800°C), а при температурах кристаллизации оливинов из базальтовых магм (1200-1250°C) собственная летучесть кислорода оливинов близка к QFM, либо на одну логарифмическую единицу ниже QFM и хорошо согласуется с термодинамическими расчетами, что, по-видимому, отражает связь этих пород с мантийными источниками. Однако природа их остается предметом дискуссии.

Работа выполнена при поддержке РФФИ 08-05-00377а

We use electrochemical method based on two solid cells in order to measure the intrinsic oxygen fugacity of the basalts and olivines from the Kamchatka. We take three samples of the basalts and three samples of the olivines. The intrinsic oxygen fugacity for the basalts lay in the field of the buffer equilibrium of WM at low temperatures (about 800-900ºC) and in the field of QFM at the temperatures of crystallization of the basalts (about 1200-1250ºC). As to the olivines: their intrinsic oxygen fugacity is in the field of WM at low temperature and about one log unit lower QFM at high temperatures. Our results are in good agreement with the thermodynamics calculations.

К ВОПРОСУ О ГЕОХИМИЧЕСКОМ РАВНОВЕСИИ В ЭЛЮВИАЛЬНЫХ КАОЛИНИТАХ

Зыкин Н.Н.[1], Наседкин В.В.[2], Богатырёв Б.А.[2]

[1]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), Россия, г. Москва, nznz@yandex.ru

[2]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии(ИГЕМ РАН), г. Москва, Россия, т. 8-499-135-97-43, e nasdi@mail.ru, bogatirev@igem.ru

Изотопные равновесия между отдельными химическими элементами в минеральных образованиях давно используются как показатель источника вещества и способа его формирования. В тоже время кинетические факторы изотопных процессов (полнота и скорость их протекания) могут выступать в качестве надёжных инструментов при моделировании отдельных стадий минералообразования.

Поскольку образование гипергенных минералов проходит под воздействием поверхностных (метеорных) вод, очевидно, что геохимические особенности этих вод должны отражаться на геохимических характеристиках минералов зоны гипергенеза.

Как известно (Craig, 1961), для изотопного состава воды атмосферных осадков и метеорных вод на континентах между δD и $\delta^{18}O$ устанавливается корреляционная зависимость, которая описывается уравнением $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 10$ ‰ (SMOW). В литературе описываемая этим уравнением линия получила название линии метеорных вод (Meteoric Water Line = MWL) или «прямой Крейга». Также установлено, что распределение изотопного состава поверхностных вод соответствует климатической зональности Земли, т.е. имеет преимущественно широтный характер. При этом, наиболее «тяжёлые» метеорные воды развиты в экваториальных широтах. По своему изотопному составу эти воды близки к составу океанической воды, δD и $\delta^{18}O$ которой в изотопных исследованиях принимаются за стандарт ($\delta D = 0$ ‰, $\delta^{18}O = 0$ ‰ SMOW – Standard Mean Ocean Water). По мере удаления от экватора изотопный состав метеогенных вод на континентах и по кислороду-18, и по дейтерию испытывает обеднение (континентальный эффект). Наиболее «лёгкие» воды установлены в атмосферных осадках и ледниковых покровах на северном и южном полюсах Земли, где содержания изотопов, достигают значений $\delta D = -420$ и $\delta^{18}O = -55$ ‰ (SMOW). Широтный характер распределения определён и для изотопного состава инфильтрационных вод, в том числе вод, полученных из глубоких и сверхглубоких скважин.

Согласно данным высокотемпературных исследований по изотопному уравновешиванию между глинистыми минералами и водой, коэффициенты разделения, полученные экстраполяцией экспериментальных данных в области низких температур, указывают на обогащение глинистых минералов тяжёлым

изотопом кислорода и лёгким изотопом водорода. Поскольку в период формирования гипергенных минералов имеется значительное превышение объёма контактирующих с материнской породой воды над объёмом горной породы ($r_w >> r_r$), то предполагается, что изотопный состав кислорода и водорода глин полностью определяется изотопным составом инфильтрационных вод. Следовательно, изотопный состав кислорода и водорода отдельных минералов зоны гипергенеза, пришедших в равновесие с водой, должен быть представлен серией прямых, параллельных линии метеорных вод. Теоретические линии изотопного состава кислорода и водорода гипергенных образований, сформировавшихся при приповерхностных температурах, показаны на рис. 1.

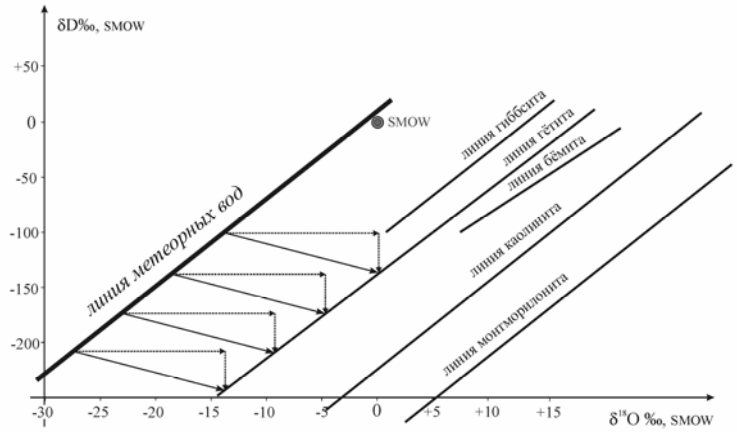


Рис. 1. Теоретические соотношения между δD и $\delta^{18}O$ в глинистых минералах, образовавшихся в приповерхностных условиях

Поскольку для распределения изотопного состава поверхностных вод существует глобальная закономерность, то нахождение изотопных характеристик глин конкретных объектов на линиях геохимических равновесий чрезвычайно привлекательно, прежде всего, с точки зрения возможности проведения по этим данным палеореконструкций. В тоже время, имеющиеся данные по изотопному составу кислорода и водорода глинистых минералов из различных областей Земли показывают, что чаще геохимического равновесия между этими образованиями и водой не наблюдается (Стабильные изотопы …, 1977; Deuterium and oxygen-18 correlation …, Lawrence J.R. and Taylor, 1971; Stable Isotopes …, 1974).

Нами были изучены элювиальные каолиниты нескольких месторождений России, Украины, Казахстана, Чешской республики и Северной Америки. Образцы отобраны из коллекции ИГЕМ РАН и представлены каолинитами. Для всех образцов исследован изотопный состав кислорода и водорода их ОН-группы (таб. 2).

Поскольку для распределения изотопного состава поверхностных вод существует глобальная закономерность, то нахождение изотопных характеристик глин конкретных объектов на линиях геохимических равновесий чрезвычайно привлекательно, прежде всего, с точки зрения возможности проведения по этим данным палеореконструкций. В тоже время, имеющиеся данные по изотопному составу кислорода и водорода глинистых минералов из различных областей Земли показывают, что чаще геохимического равновесия между этими образованиями и водой не наблюдается (Стабильные изотопы …, 1977; Deuterium and oxygen-18 correlation …, Lawrence J.R. and Taylor, 1971; Stable Isotopes …, 1974).

Нами были изучены элювиальные каолиниты нескольких месторождений России, Украины, Казахстана, Чешской республики и Северной Америки. Образцы представлены представлены каолинитами, сформировавшимися на гранитном субстрате. Поскольку для распределения изотопного состава поверхностных вод существует глобальная закономерность, то нахождение изотопных характеристик глин конкретных объектов на линиях геохимических равновесий чрезвычайно привлекательно, прежде всего, с точки зрения возможности проведения по этим данным палеореконструкций. В тоже время,

Поскольку для распределения изотопного состава поверхностных вод существует глобальная закономерность, то нахождение изотопных характеристик глин конкретных объектов на линиях геохимических равновесий чрезвычайно привлекательно, прежде всего, с точки зрения возможности проведения по этим данным палеореконструкций. В тоже время, имеющиеся данные по изотопному составу кислорода и водорода глинистых минералов из различных областей Земли показывают, что чаще геохимического равновесия между этими образованиями и водой не наблюдается (Стабильные изотопы …, 1977; Deuterium and oxygen-18 correlation …, Lawrence J.R. and Taylor, 1971; Stable Isotopes …, 1974).

Для всех образцов проведены микроскопические наблюдения, проведён фазовый рентгено-структурный и термо-гравиметрический анализ , изучен химический состав каолинитов , а также исследован изотопный состав кислорода и водорода их ОН-группы (таб. 2). По химическому составе все изученные образцы близки теоретическому каолиниту.

Под микроскопом каолиниты определены по низкому двупреломлению и по характерной червеобразной форме минеральных частиц. На рентгенограммах образцы характеризуются пиками 7,14 Å (100); 3,57 Å (80); 1,487 Å (40).

По данным масс-спектрометрических исследований (таб. 2, рис. 3) изотопный состав ОН-группы изученных каолинитов по водороду укладывается в довольно узкий диапазон значений: $\delta D = -51 \div -95$, ‰ (SMOW). Согласно коэффициентам фракционирования в системе «вода-минерал» при температурах поверхности Земли (Основы изотопной …, Фор Г., 1989; Геохимия стабильных изотопов,

Хёфс Й., 1983; Stable Isotopes …, 1974), равновесные с каолинитами метеорные воды имели значения $\delta D = -20 \div -65$, ‰ (SMOW), что указывает на тропический и субтропический климат, существовавший в момент их формирования, и, возможно, на более южное положение площадей этих месторождений.

В тоже время по изотопному составу кислорода ОН-группы образцы различных месторождений характеризуются большим разбросом значений: $\delta^{18}O = -11,8 \div +10$, ‰ (SMOW). При этом при совместном рассмотрении данных по кислороду и водороду полученные изотопные характеристики каолинитов не ложатся на теоретическую линию равновесного каолинита, т.е. не находятся в геохимическом равновесии с метеорными водами. Таким образом, очевидно, что при формировании изотопного состава изученных каолинитов доминирующим фактором являлся изначальный состав пород субстрата, в данном случае полевых шпатов, слюды и кварца гранитов, по которым формировались элювиальные каолиниты. При этом низкие значения по кислороду отдельных образцов определённо указывают, что изотопный состав гранитов в свою очередь был сформирован при высокотемпературном изотопном обмене с метеогенными водами.

Результаты изотопных исследований кислорода и водорода ОН-группы каолинитов

таблица 2

№ образца в коллекции ИГЕМ	объект	Изотопный состав	
		δD, ‰ SMOW	$\delta^{18}O$, ‰ SMOW
КнП-14	Карьер О,Нила, Национальный музей, Джорджия, (США)	-59	-1,7
КнП-7	Положское месторождение (Украина)	-96	-11,8
КнО-2	Кыштымское месторождение (Средний Урал)	-66	+10,0
КнП-10	Месторождение Альбене, Карловы Вары (Чешская республика)	-51	+8,6
КнП-4	Козыревское месторождение, Кустанайская область (Казахстан)	-55	+2,0
КнП-9	о-в Ольхон, оз. Байкал (Иркткая область)	-95	-8,3

КнО-5	Велико-Годыминецкое месторождение (Украина)	-73	+5,7
КнО-7	Чалганское месторождение (Восточная Сибирь)	-69	+6,7

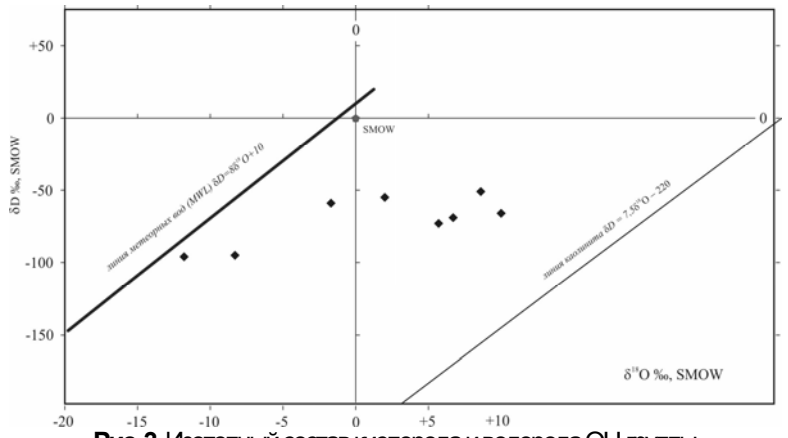


Рис. 3. Изотопный состав кислорода и водорода ОН-группы каолинитов

ЛИТЕРАТУРА

1. Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977, с. 213-294.
2. Фор Г.. Основы изотопной геологии: Пер. с англ. М., Мир, 1989, 590 с..
3. Хёфс Й.. Геохимия стабильных изотопов: Пер. с англ. М., Мир, 1983, 200 с..
4. Craig H. Isotopic Variations in Meteoric Waters. // Vol. 133. Science, 1961, p.p. 1702-1703.
5. Lawrence J.R. and Taylor H.P.. Deuterium and oxygen-18 correlation: Clay minerals and hydroxides in Quaternary soils compared to meteoric waters. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1971, vol. 35, p.p. 993-1003.

Summary. Several questions considering: geochemical equilibrium in eluvial kaolins.
Chemical content and isotopic compositions of oxygen and hydrogen for 9 eluvial kaolin samples from different areas of world have been studied. There are the spread in values for δD from -51 to -95 ‰ and $\delta^{18}O$ from -11,8 to +10 ‰ (SMOW). Differences in δD and $\delta^{18}O$ considering position of these isotopes on ideal kaolin line indicate that isotopic disequilibrium between experience data and equilibrium curve takes place. It supposed that equilibrium ratios during formation kaolin minerals had not been reached. According to obtained data it is possible suppose that kaolin minerals were formed in conditions near subequatorial ones.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ СОЗДАНИИ СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫХ ОБЪЕМНЫХ ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ РУДНЫХ РАЙОНОВ(НА ПРИМЕРЕ ВОЗНЕСЕНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА, ПРИМОРЬЕ)

Иволга Е.Г.
Институт Тектоники и Геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск,

ivolga@itig.as.khb.ru

PETROPHYSICAL STUDIES IN THE PROCESS OF DEVELOPMENT OF SPECIALIZED VOLUMINOUS PHYSICAL-GEOLOGICAL MODELS OF ORE REGIONS (EXEMPLIFIED FROM THE VOZNESENKA ORE REGION, PRIMORYE)

Ivolga E.G.
Yu. A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far Eastern Branch, the Russian Academy of Sciences, Khabarovsk

Особенность петрофизических исследований специализированных моделей рудных районов состоит в том, что они изначально направлены не только на изучение глубинных геолого-структурных особенностей территории рудных районов, но и на картирование рудоконтролирующих признаков.

Вознесенский рудный район расположен в юго-западной части Ханкайского массива (эпиконтинентального супертеррейна [4] Основание террейна сложено рифейскими и нижнепалеозойскими терригенными ($Є_1$), терригенно-карбонатными и карбонатными отложениями интенсивно дислоцированными и метаморфизованными. Территория неоднократно подвергалась сложным тектоно-магматическим преобразованиям: раннепалеозойский сводово-глыбовый орогенный этап сопровождался гранитообразованием (O-S), средне-позднепалеозойский коллизионный - характеризуется широким по составу диапазоном интрузивно-вулканогенных образований («гибридный» габбро-диорит-сиенитовый, гранитоидные продековский и раковский комплексы), а мезо-кайнозойский плитный составляет субплатформенный чехол [3].

В пределах ВРР выявлен широкий спектр эндогенной минерализации: Sn, Ta, Nb, Zn, Fe, F, но ведущей является редкометалльно-флюоритовая. Флюоритовое оруденение размещается в карбонатных породах волкушинской свиты ($Є_1$) контролируется гранитоидами вознесенского комплекса (O-S) и локализуется в структурах северо-западного направления. Предполагаемый генезис оруденения контактово-метасоматический [2].

Это - один из наиболее изученных в геофизическом и геологическом отношении районов юга Дальнего Востока. Глубина объемного геолого-геофизического картирования лимитирована поисковой доступностью 1500 – 3000м. Он относится к категории закрытых районов, контактному изучению доступна только его центральная часть не более 30% территории.

Прямые поисковые методы могут быть применены только в скважинном варианте, поэтому акценты изучения таких районов смещаются в сторону изучения их вещественно-структурных особенностей. Это определяет структурную направленность геофизического комплекса и кардинально меняет концепцию петрофизических исследований. Достоверность объемной модели в этих условиях определяется тем, **насколько надежно установлены взаимосвязи на уровне свойство-поле.**

В этой связи **главной целью петрофизических исследований** явилось получение петрофизических характеристик основных геологических образований района (петрофизических литотипов) как основы для создания геофизических литотипов основных комплексов пород для их картирования под чехлом осадочных образований. Под геофизическим литотипом понимается геологический комплекс пород (свита), отличающийся характерным набором аномалий физических полей. **Специальной задачей** петрофизических исследований был поиск петрофизических отличий рудоконтролирующих гранитов от других гранитоидных комплексов.

Петрофизические исследования включали: определение магнитной восприимчивости (Х), плотности(σ) - 1000образцов по поверхности и 8000 -по керну скважин, остаточной намагниченности (I_n) - 1000 образцов, необходимых для интерпретации аномалий гравитационного и магнитного поля; 1000 определений удельного электрического сопротивления (ρ), выполненных на лабораторной установке, 150 микро ВЭЗ для определения ρ на обнажениях, необходимых для интерпретации ВЭЗ. На основе статистической обработки материала составлены сводные таблицы, гистограммы физических характеристик, петроплотностная и петромагнитная карты, изучены корреляционные связи различных параметров. В результате выполненных исследований получена достаточно полная характеристика пород и руд района по σ, Х, I_n, ρ и определены корреляционные взаимоотношения петрофизических параметров для основных геологических подразделений.

Плотность осадочно-метаморфических пород района изменяется в широком диапазоне от 2,54 до 2.85*10^3кг/$м^3$ (единицы измерения здесь и далее). Наименьшая плотность характерна для сланцев новоярославской свиты и наибольшая для карбонатных разностей (известняки и доломиты). Плотность осадочно-вулканогенных пород изменяется в пределах 2.42 - 2.77, интрузивных 2.54 - 2.85, соответственно от гранитов до габбро. Плотность осадочно-метаморфических пород определяется составом, степенью метаморфизма и степенью гидротермально-метасоматической проработки в контактовой зоне; вулканитов – процентным соотношением осадочного и вулканогенного материала и составом (основностью), а интрузивных – составом.

По магнитным свойствам породы, независимо от генезиса, относятся к классу слабомагнитных Х = 3 и 10-90*($1.3*10^{-5}$) ед. СИ (единица измерения здесь и далее). Повышенные значения Х и I_n имеют основные разности и экструзивные фации кислых вулканитов - Х =70-1600, I_n= 90-1900 до

6000*10^{-3}А/м (единицы измерения здесь и далее), основные разности интрузивных образований X = 16, I_n до 5000 (при невысокой X, повышенная In.).

Удельное электрическое сопротивление по данным микро ВЭЗ осадочно-метаморфической толщи изменяется от единиц Ом м (шунгитовые сланцы лузановской свиты) до 15 000 (кварцитовые песчаники березянской свиты), при среднем уровне 300-700Ом м. Сопротивление вулканитов колеблется от 150 до 1000 и коррелируется с составом пород: чем больше основность - тем меньше ρ. Сопротивление интрузивных образований изменяется от ρ= 500-1200 для гранитов до ρ= 2000-7000 для диоритов.

Результаты исследований показали, что для пород района прямая корреляционная зависимость σ и ρ, за исключением графитистых сланцев лузановской и новоярославской свит, а также габбро и диоритов «гибридного» комплекса. Связь между σ и ρ для гранитов не установлена. Повышенной σ, X,, I_n и пониженным ρ отличаются породы средне-основного состава вулканогенного комплекса, при этом более высокие ρ, σ, X имеют субвулканические интрузии и породы жерловых фаций. Среди кислых слабомагнитных вулканитов встречаются магнитные разности – экструзии, вулканиты жерловых фаций, которые имеют повышенное ρ. Среди интрузивных образований повышенными значениями σ, X,, I_n, ρ отличаются породы основного состава. Граниты разных комплексов - вознесенского γPz_{1-2}, родековского γPz_2, раковского (γPz_3) по X практически не различаются. Имеется слабая дифференциация по σ, ρ, In (наиболее высокие значения у вознесенских гранитов).

Сравнительный анализ петроплотностной и петромагнитной карт с картами полей ΔG, ΔT показывает, что природа аномалий поля ΔG (интенсивность и морфология) объясняется характером площадного изменения σ, а поля ΔT - не может быть обусловлена только магнитными характеристиками закартированных пород (дифференцированное магнитное поле при слабомагнитном комплексе пород). Это связано с широко развитыми гидротермально-метасоматическими процессами: скарнированием (магнетитовая минерализация - положительные аномалии ΔT) и сульфидизацией (пирротиновая минерализация – отрицательные аномалии ΔT), наличие которых подтверждено горно-буровыми работами. В пределах рудных полей в связи с процессами метасоматоза фоновые характеристики также притерпевают существенные изменения, увеличиваются ρ, σ, X и I_n.. Немагнитные известняки в связи с процессами сульфидизации. приобретают значимое увеличение X и σ, понижение ρ.

Возможности геофизического картирования определяются контрастностью физических свойств: граниты на фоне осадочных образований отличаются более высоким ρ, пониженной σ и X; габброиды на фоне осадочных пород и гранитов, выделяются повышенными σ и ρ; вулканогенные породы основного состава на фоне осадочных и гранитоидов отличаются повышенной σ, пониженным ρ, а на фоне гранитов повышенной X, а иногда и In;

вулканогенные породы кислого состава на фоне осадочных, основных интрузивных и эффузивных отличаются пониженной σ и повышенным ρ.

Таким образом, в результате выполненных исследований получены типоморфные характеристики основных разностей пород региона которые позволяют составить их геофизические литотипы как основу картирования при комплексной интерпретации геофизических материалов.

Специальные петрофизические исследования по выявлению петрофизических особенностей рудоконтролирующих гранитов включали: анализ зависимости X от In и определение наличия магнитных включений в гранитоидных комплексах. Анализ показал, что для различных комплексов гранитов характер зависимости I_n от X разный. Наиболее четкая корреляция I_n от X наблюдается у гранитов гродековского комплекса (γPz_2), несколько нарушена у гранитов раковского (γPz_3) и полностью нарушена у гранитов вознесенского комплекса (γPz_{1-2}), где в общем облаке корреляционных точек выделяются два вида локальных зависимостей. Таким образом, для гранитов гродековского комплекса величина I_n четко определяется величиной X, т.е. содержанием ферромагнетика; для раковского комплекса, такая зависимость имеется только в области высоких значений X и I_n для гранитов вознесенского комплекса характер первичной связи нарушен (два типа зависимости). Наличие обособленных связей у этих гранитов свидетельствует либо о существовании двух разновидностей гранитов, либо о более глубоких изменениях в результате процессов метасоматоза, приведшего к изменению ферромагнетика.

Выявление микромагнитных включений в гранитах вознесенского и гродековского комплексов выполнено путем изучения характера изменения коэрцитивной силы (H_c) ферромагнетика от температуры по авторской методике А. Ю. Приходько. В области температур Кюри магнитных включений, происходит резкий скачек значений коэрцитивной силы на 10-200%. Результаты исследований показали, что для гродековских не рудоконтролирующих гранитов характерен плавный характер зависимости H_c от температуры (не имеют «скачков»), т.е они не содержат магнитные включения, образование магнетита в этих гранитах происходило при равномерно снижающихся PT-условиях. Вознесенские рудоконтролирующие граниты имеют два таких скачка (T-I80-260, T=50-80°), т.е. они претерпели два внешних воздействия. Это, вероятно, подтверждает и наличие двух типов зависимости I_n от X. На собственно магматической стадии при распаде гомогенного твердого раствора железо-титановых окислов произошло образование и стабилизация включений с точками Кюри $180\text{-}260^{O}$. Высокоградиентная обстановка внешних термодинамических воздействий этого процесса могла привести не только к образованию микровключений, но и к рудообразованию. В результате второго воздействия $T=50\text{-}60^{0}$ на постмагматической стадии произошло частичное разрушение магнетитовой матрицы. Процесс, сопровождавшийся прогревом пород в присутствии активных растворов, мог привести к переотложению рудного вещества, что увязывается с данными В.И.Коваленко и М.Г. Руб о

выделении двух фаз рудообразования :первая-позднемагматическая – флюорит-касситеритовая, а вторая постмагматическая – касситерит-флюоритовая [1].

ЛИТЕРАТУРА

1. Коваленко В.И., Руб М.Г., Осипов М.А. и др. Рудоносность магматических ассоциаций. М., Наука, 1988. 231с.
2. Рязанцева М.Д., Шкурко Э.И. Флюорит Приморья. М., Недра,1992.155с.
3. Петрищевский А.М. Глубинные структуры Вознесенского флюоритоносного района. Владивосток, Дальнаука, 2002.103с.
4. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонахова Н.Г.Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток, Дальнаука, 1995.66с.

The paper presents the results of area petrophysical studies (σ, X_{κ}, I_n, ρ) aimed at the formation of petrophysical basis for the voluminous geological-geophysical mapping of the territory of ore region. Also, the results of experimental works are demonstrated whose goal is to elaborate petrophysical and geophysical criteria for subdivision of granitoidal complexes into ore-controlling and those which are not ore-controlling. It is shown that in the area rocks possess quite sufficient petrophysical contrast as far as the first problem is concerned, and petrodensity and petromagnetic differences are revealed in ore-controlling granites.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ И СЕВЕРО-ВОСТОКА КИТАЯ

Иволга Е.Г., Гурович В.Г., Малышев Ю.Ф. Романовский Н.П.
Институт Тектоники и Геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН (ИТиГ), г. Хабаровск

itig@itig.as.khb.ru

PETROPHYSICAL CHARATERISTIC OF TECTONIC STRUCTURES OF THE RUSSIAN FAR EAST AND NORTHEAST CHINA

Ivolga E.G., Gurovich V.G., Malyshev Yu.F., Romanovskii N.P.
Institute of Tectonics and Geophysics, Far Eastern Branch, the Russian Academy of Sciences (ITiG FEB RAS)

Петрофизическая характеристика тектонических структур указанной территории выполнена на основе петрофизических карт (петроплотностная и петромагнитная) масштаба 1:5000000, которые были построены для выяснения природы региональных аномалий гравитационного и магнитного полей.

Петрофизические карты составлены на основе генерализации петрофизических параметров на формализованной основе с передачей информации в непрерывной интегральной форме (изолиниях).

Такая форма представления информации дает возможность сопоставления петрофизических карт с картами полей и проведения различного рода математических операций (выделение локальных, региональных аномалий, направленной фильтрации и т.д.)

Цель выполненных исследований – на основе построенных карт, дать петрофизическую характеристику основных тектонических элементов территории и оценить возможность их использования при тектоническом районировании, при интерпретации региональных аномалий физических полей путем сопоставительного анализа петромагнитной [4], петроплотностной[[3], тектонической [1] и карт магнитного и гравитационного полей [2].

Территория по плотности делится на три области: **северную** (2.50-2.70 г/см^3 - единица измерения здесь и далее), **южную** (2.50-2.60) и **центральную** (менее 2.50). В пределах **северной** выделяются два блока: западный - соответствует Алдано-Становому геоблоку Сибирской платформы (2.60—2.80) и восточный - соответствует южной части Верхояно-Колымской складчатой области (2.50—2.60). Для **южной** области характерен общий фон плотности (2.60), но по пространственной ориентировке выделяются два блока: северо-восточного направления аномалий, соответствующий южной части Сихотэ-Алинской и восточной части Гиринской складчатых систем; южный широтного направления, соответствующий северо-восточной части Китайской платформы. **Центральная** петрофизическая область соответствует восточной части Амурской плиты, являющейся композицией срединных массивов и

разновозрастных складчатых областей. Она наиболее насыщена мезо-кайнозойскими осадочными бассейнами, наиболее контрастно отличающимися по своим петроплотностным характеристикам (2.00-2.40) - Сунляо, Амуро-Зейский, Саньцзян-Среднеамурский, Приханкайский.

Структура **петромагнитной карты** более дифференцирована. Наиболее высокие значения магнитной восприимчивости (X) соответствуют породам фундамента Сибирской, Северо-Китайской платформ и мезозойско-кайнозойским вулкано-плутоническим поясам. Орогенные пояса и расположенные в их пределах докембрийские блоки (микроконтиненты) характеризуются более низкой магнитной восприимчивостью, а минимальные значения характерны для мезозойско-кайнозойских осадочных бассейнов.

Сопоставление петроплотностной и петромагнитной карт показывает, что для большинства тектонических структур региона преобладает прямая корреляция петроплотностных и петромагнитных аномалий, однако во всех типах тектонических структур существуют и области обратной корреляции, что указывает на разную их природу.

Сопоставление петроплотностной карты с картой гравитационного поля показало, что в большинстве случаев наблюдается обратная зависимость между аномалиями плотности и осредненного гравитационного поля. Это свидетельствует о том, что природа региональных аномалий гравитационного поля обусловлена не приповерхностными петроплотностными неоднородностями, а имеет более глубинную природу. Поэтому петроплотностные характеристики пород поверхности могут быть использованы для количественной интерпретации в основном локальных аномалий гравитационного поля.

Сопоставление петромагнитной карты с картой аномального магнитного поля показало, что между ними наблюдаются более сложные зависимости. В целом случаи прямой корреляции X и ΔT более характерны для молодых структур (мезозойские орогенные и мезозойско-кайнозойские вулканические пояса) и обратной - для более древних структурных элементов (докембрийские платформы, каледонские орогенические пояса и микроконтиненты). Природа региональных аномалий магнитного поля может быть объяснена как глубинными так и приповерхностными петромагнитными неоднородностями..

В региональном плане наиболее крупные аномальные зоны магнитной восприимчивости и плотности, как правило, соответствуют основным тектоническим элементам поверхности, но не всегда являются причиной формирования аномалий магнитного и гравитационного поля.

Таким образом, построенные по указанной методике петрофизические карты позволили дополнить петрофизическую характеристику главных тектонических структур региона и выявить их связи с региональными аномалиями гравитационного и магнитного полей, что в совокупности помогает

понять закономерности строения и геодинамической эволюции земной коры и литосферы региона.

1. Карсаков Л.П., Чжао Чуньцин, Малышев Ю.Ф. и др. Тектоника, глубинное строение металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1: 1500000 // Владивосток-Хабаровск 2005.
2. Карта аномального магнитного поля (ΔTa) России, сопредельных государств (в пределах бывшего СССР) и прилегающих акваторий. 1: 5000000. Л.: ВСЕГЕИ, 2000.
3. Плотностные срезы литосферы области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: III Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН. 2001. С. 108-120
4. Романовский Н.П., Гурович В.Г., Малышев Ю.Ф., Иволга Е.Г Петромагнитная карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов //Тихоокеанская геология, т. 24, №2, 2005.С. 3-9.

Petrophysical characteristic of the main tectonic structures of the region is shown based on petrodensity and petromagnetic maps constructed using the author's method. The territory is subdivided into three areas as to density values, and a differentiated pattern for magnetic susceptibility anomalies corresponds to these areas. As a whole, this allows us to identify the main tectonic structures. Analysis of the spatial distribution of petrophysical anomalies and also regional physical field anomalies shows that, as a rule, petrodensity anomalies at the surface do not explain deep gravity field anomalies, while petromagnetic anomalies occurring in individual areas bear the deep data as well.

СТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СОЛЕЙ ПИРИДИНА В ШИРОКОМ ДИАПАЗОНЕ ДАВЛЕНИЙ И ТЕМПЕРАТУР

Кичанов С.Е.[1], Козленко Д.П.[1], Вонсицки Я.В.[2], Наврочик В.[2], Чарнецки П.[2], Савенко Б.Н.[1], Погорелый Д.К.[3], Подурец К.М.[3], Лате К.[4]

[1]*Объединенный институт ядерных исследований, 141980, Дубна, Россия*

[2] Университет им. А.Мицкевича, 61-614 Познань, Польша

[3] Российский научный центр "Курчатовский институт", 123182, Москва, Россия

[4] HASYLAB, DESY, Гамбург, Германия

THE STRUCTURAL STUDIES OF PYRIDINIUM SALTS IN WIDE PRESSURE AND TEMPERATURE RANGE

Kichanov S.E.[1], Kozlenko D.P.[1], Wasicki J.[2], Nawrocik W.[2], Czarnecki P.[2], Savenko B.N.[1], Pogoreliy D.K.[3], Podurets K.M.[3], Lathe C.[4]

[1]Frank Laboratory of Neutron Physics JINR 141980 Dubna Moscow Region, Russia

[2]Faculty of Physics A.Mickiewicz University Umultowska 85, 61-614 Poznań, Poland

[3]RRC "Kurchatov Institute", 123182, Moscow, Russia

[4]HASYLAB am DESY, Notkestrasse 85, D-22603 Hamburg, Germany

Многие соли пиридина относятся к группе молекулярно-ионных кристаллов с межионными водородными связями. В зависимости от симметрии и размера анионов, эти соединения проявляют большое разнообразие интересных явлений – фазовые переходы, сегнетоэлектричество и динамический ориентационный беспорядок катионов пиридина [1-4]. Сегнетоэлектрическое состояние было обнаружено в тетрафторборате пиридина PyHBF$_4$ ($C_5H_5NHBF_4$) [1], хлорокислом пиридине PyHClO$_4$ [2], рениевокислом пиридине PyHReO$_4$ [3] и йодокислом пиридине PyHIO$_4$ [4]. Интерес к изучению последних двух вышеперечисленных соединений связан с тем, что их температура Кюри близка к комнатной температуре. Однако, поведение параметров элементарной ячейки и межатомных связей дейтерированного рениевокислого пиридина (d_5PyH)ReO$_4$ при высоком давлении не исследовались. Зависимость параметров элементарной ячейки от давления можно исследовать с помощью рентгеновской дифракции. Однако этот метод не позволяет определить положение атомов водорода в структуре, особенно если там наблюдается ориентационный беспорядок водородосодержащих ионов. Эту информацию можно получить с помощью метода дифракции нейтронов. Выбор для исследований дейтерированного соединения $C_5D_5NHReO_4$, изоструктурного с $C_5H_5NHReO_4$, обусловлен лучшими характеристиками атомов дейтерия для экспериментов по нейтронной дифракции по сравнению с атомами водорода, которые имеют очень большое сечение некогерентного рассеяния нейтронов.

Исследования кристаллической структуры дейтерированного рениевокислого пиридина (d_5PyH)ReO$_4$ было проведено с помощью

рентгеновской дифракции при давлениях до 3.5 ГПа при комнатной температуре и нейтронной дифракции при высоких давлениях до 2.0 ГПа и низких температурах до 10 К [5]. Обнаружено подавление сегнетоэлектрической фазы II под высоким давлением и стабилизация фазы высокого давления I. Характер фазовой диаграммы $(d_5PyH)ReO_4$ указывает на существование тройной критической точки для фаз I, II и III при давлении около 1.2 ГПа.

Эксперименты по рентгеновской дифракции с дисперсией по углу при высоких давлениях до 20 ГПа при комнатной температуре проводились на канале 4.3 источника Сибирь-2 (КИСИиНТ, ФГУ РНЦ «Курчатовский институт») [6]. Для создания давления на образце использовалась камера высокого давления с алмазными наковальнями. Дифракционный спектр был получен с помощью детектора типа Imaging Plate Fuji BAS-SR-2040 с пространственным разрешением 100 мкм. Объем исследуемого вещества составлял 0.0001 $мм^3$. Длина волны рентгеновского излучения составляла 0.578(8) Å. При нормальных условиях структура $(d_5PyH)ReO_4$ описывается орторомбической симметрией с пр. гр. $Cmc2_1$. Анализ данных указывает на искажение орторомбической решетки и появления моноклинной симметрии с пространственной группой $P2_1$ в рениевокислом пиридине при давлениях выше 7.5 ГПа. Параметры новой фазы (для P=7.5 ГПа): a=11.151(7) Å b=13.017(5) Å, c= 7.438(5) Å и $\beta=95.5(4)^0$. Обсуждается фазовая диаграмма рениевокислого пиридина.

Структура дейтерированного перхлората пиридина $(d_5PyH)ClO_4$ ($C_5D_5NHClO_4$) были исследованы с помощью рентгеновской дифракции при давлениях до 3.5 ГПа в температурном диапазоне 297-380 К и нейтронной дифракции при нормальных условиях. При нормальных условиях структура перхлората пиридина описывается ромбоэдрической симметрией с пространственной группой R3m (фаза I). В диапазоне давлений от 0.5 до 1 ГПа в соединении наблюдается сегнетоэлектрическая фаза II, структура которой описывается моноклинной симметрией с пространственной группой Cm. При давлениях P> 1 ГПа в перхлорате пиридина наблюдается моноклинная параэлектрическая фаза III (пр.гр. Pm). Обнаружено изменение точек фазовых переходов типа I-II и II-I при давлении. В исследуемом диапазоне давлений и температур зависимость поведения температуры фазового перехода от давления носит линейный характер и описывается следующими формулами: для перехода из ромбоэдрической фазы I в моноклинную фазу II: T_t=245К+79.6(4) ×P (ГПа); для перехода из моноклинной фазы II в моноклинную фазу III: T_t=233К+64.4(4) ×P (ГПа).

По результатам экспериментов построена P-T фазовая диаграмма перхлората пиридина. Установлено, что с увеличением давления диапазон температур, в которой существует сегнетоэлектрическая фаза в перхлорате пиридина $PyHClO_4$ увеличивается с 12 К для P=0 ГПа до 42 К для P=2 ГПа.

Свойства нитрата пиридина $PyHNO_3$ ($C_5H_5NHNO_3$) значительно отличаются от других солей пиридина. Частота реориентаций катионов пиридина в этом соединении при комнатной температуре существенно ниже,

чем в других соединениях пиридина. $PyHNO_3$ не проявляет сегнетоэлектрических свойств и не претерпевает фазовых переходов типа “порядок – беспорядок”. Методом нейтронной дифракции исследованы структурные изменения в нитрате пиридина $PyHNO_3$ ($C_5D_5NHNO_3$) в диапазоне температур 16 – 300 К при нормальном давлении и диапазоне внешних высоких давлений 0 - 3.5 ГПа при комнатной температуре [7].

При P > 1 ГПа в $PyHNO_3$ обнаружено существование новой фазы высокого давления. Исследовано влияние изменения температуры и давления на геометрию водородных связей и координацию ионов PyH^+ и NO_3^- в структуре $PyHNO_3$. Для более детального изучения этого фазового перехода проведено исследование динамики нитрата пиридина при высоком давлении до 1.8 ГПа методом комбинационного рассеяния света. Обнаружено изменение в поведении вибрационных мод при давлении P~0.5 ГПа. Характер изменений указывает на то, что фаза высокого давления в $PyHNO_3$ характеризуется более высокой симметрией ближайшего окружения ионов PyH^+ и NO_3^-.

Работа поддержана грантами РФФИ № 08-02-00877-а и БРФФИ-ОИЯИ № Х08Д-002.

[1] Czarnecki P., Nawrocik W., Pajak Z. and Wasicki J. // Phys. Rev. B. 1994. V.49. P.1511
[2] Czarnecki P., Nawrocik W., Pajak Z. and Wasicki J. // J. Phys.: Condensed Matter. 1994. V.6. P.4955.
[3] Wasicki J., Czarnecki P., Pajak Z., Nawrocik W. and Szczepanski W. // J. Chem. Phys. 1997. V.107. P.576.
[4] Pajak Z., Czarnecki P., Wasicki J. and Nawrocik W. // J. Chem. Phys. 1996. V.109. P.6420.
[5] Кичанов С.Е., Козленко Д.П., Вонсицки Я. и др. // Кристаллография, 2007, т.52, № 3, с.485
[6] V.L.Aksenov, V.P.Glazkov, S.E.Kichanov, D.K. Pogoreliy and et.al. // NIMA, 2007, 575, 266-268.
[7] Kozlenko D.P., Kichanov S.E., Wasicki J.W. et.al. // Crystallograph. Rep., 2005. V.50. P.78.

In order to study the structural P-T phase diagram of pyridinium salts in wide pressure and temperature range and obtain detailed information about structural parameters of different phases, we have performed X-rays and neutron diffraction at pressure up 15 GPa in temperature range 10 – 400 K.

At pressures P > 0.7 GPa, changes in the X-rays diffraction patterns of deuterated $PyHReO_4$ were observed. They correspond to the appearance of the orthorhombic phase I with space group Cmcm under high pressure. At high pressure P>5 GPa the phase transition from orthorhombic phase I to new phase IV were observed. The expected structure of new high pressure phase is monoclinic with $P2_1$ space group.

The deuterated pyridinium perchlorate (d_5PyH)ClO_4 ($C_5D_5NHClO_4$) has been study by means X-rays diffraction at high pressure up to 3.5 GPa in temperature range 297 – 380 K. At ambient conditions deuterated pyridinium perchlorate has rhombohedral structure with the R3m symmetry (paraelectric phase I). In pressure range 0.5 – 1 GPa the ferroelectric phase II with monoclinic symmetry Cm was exist. At high pressure P>1 GPa the phase transition to monoclinic phase III with the Pm symmetry was observed at ambient temperature.

Under normal condition, the pyridinium nitrate $PyHNO_3$ has a monoclinic structure (space group $P2_1/c$) . At high pressure P>0.6 GPa the phase transition in to phase II was observed. The structure of the high pressure phase II is monoclinic (space group $P2_1/c$).

АКУСТОПОЛЯРИЗАЦИОННЫЙ МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ УПРУГО-АНИЗОТРОПНЫХ СРЕД

Ковалевский М.В., Горбацевич Ф.Ф.
Геологический институт Кольского научного центра РАН (ГИ КНЦ РАН)

koval@geoksc.apatity.ru

THE ACOUSTOPOLARIZATION METHOD OF THE STUDY OF PHYSICAL PROPERTIES OF ELASTIC-ANISOTROPIC MEDIA

Kovalevskiy M.V., Gorbatsevich F.F.
Geological Institute of the Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences (GI KSC RAS)

Для решения многих фундаментальных проблем по изучению строения земной коры и прикладных задач (изучение напряженного состояния горных массивов и оценка устойчивости горных выработок) необходимы знания об упругих свойствах горных пород. Наиболее информативными на сегодняшний день являются методы определения упругих характеристик породы с использованием поляризованных акустических волн ультразвукового диапазона. В таких неоднородных средах как горные породы упругие свойства определяются характеристиками минералов, степенью упорядоченности их в пространстве горной породы и наличием предпочтительных ориентировок минеральных зерен.

Рис. 1. Автоматизированный программно-аппаратный комплекс для изучения физических свойств упруго-анизотропных сред с использованием акустополяризационного метода.

В неоднородных материалах скорость и амплитуда поперечных акустических волн непосредственно зависят от пространственного положения элементов упругой симметрии. Исследования разных ученых с применением различного оборудования показали, что видимая симметрия породы (текстура, структура) не всегда соответствует положению плоскостей или осей упругой симметрии. Для выявления пространственного положения элементов упругой симметрии нами предложен акустополяризационный метод [1]. В этом методе

регистрируются амплитуды прошедших через образец квазипоперечных ультразвуковых колебаний (УЗК) при разной ориентации вектора линейной поляризации излучателя и приемника (параллельной - ВП и скрещенной - ВС). Для повышения точности измерений, чувствительности метода, а также производительности работы был разработан новый автоматизированный программно-аппаратный комплекс (рис. 1). В его состав входят стандартный дефектоскоп УД2-12, акустополярископ (рис. 2), контроллер передачи данных, частотомер и компьютер с программным обеспечением «Acoustpol ©» [2].

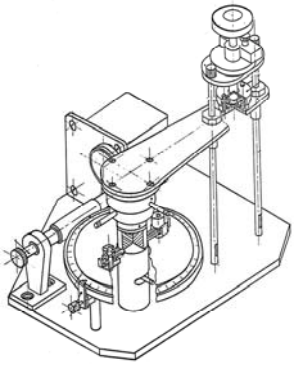


Рис.2. Акустополярископ.

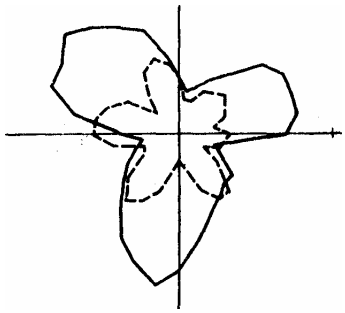


Рис. 3. Акустополяритрамма монокристалла кварца (тригональная сингония), полученная в сечении, перпендикулярном оси третьего порядка[3].
— векторы параллельны,
—·- векторы скрещены.

Для проведения измерений кубический образец устанавливается между преобразователями и закрепляется на поворотной платформе, которая приводится в равномерное вращение при помощи электромеханического привода. Сигнал, проходя через образец, принимается приемным преобразователем акустической системы и поступает на вход дефектоскопа, в котором считывается его амплитуда. Далее сигнал оцифровывается, передается в параллельный порт компьютера и обрабатывается программой. Измерения производятся в трех взаимно перпендикулярных направлениях образца с шагом 1, 5 или 10° при двух положениях векторов поляризации ВП и ВС.

По результатам измерений строятся круговые диаграммы — акустополяриграммы, по которым определяется пространственное положение элементов упругой симметрии (рис. 3). Затем, в соответствии с выявленными элементами упругой симметрии, производят измерения скоростей прохождения продольной и квазипоперечных волн, для каждой грани куба определяются анизотропия упругих свойств, рассчитывается тензор упругих констант.

Результаты измерений на образцах величин скорости распространения продольных (V_p), поперечных (V_s) по всем граням кубических образцов представляются в виде квазиматрицы [1]:

$$\begin{matrix} V_{11} & V_{12} & V_{13} \\ V_{21} & V_{22} & V_{23} \\ V_{31} & V_{32} & V_{33} \end{matrix}, \quad (1)$$

Степень эффекта линейной акустической анизотропии поглощения (ЛААП) определяли по акустополяриграмме, полученной при параллельных векторах поляризации (ВП), используя формулу [1]:

$$Д = \frac{A_{нп} - A_{нс}}{A_{нп} + A_{нс}}, \quad (2)$$

Для оценки степени анизотропии образца в целом по продольным колебаниям, вводился обобщенный коэффициент анизотропии A_p. Величину A_p вычисляют по формуле [1]:

$$A_p = \frac{1}{V_{ср}} \cdot \sqrt{(V_{11} - V_{ср})^2 + (V_{22} - V_{ср})^2 + (V_{33} - V_{ср})^2}, \quad (3)$$

$$V_{ср} = (V_{11} + V_{22} + V_{33}) / 3, \quad (4)$$

Для оценки степени анизотропии образца по поперечным колебаниям рассчитывают обобщенный показатель анизотропии Bs по формуле [1]:

$$B_s = \sqrt{B_1^2 + B_2^2 + B_3^2}, \quad (5)$$

$$B_1 = \frac{2 \cdot (V_{12} - V_{13})}{(V_{12} + V_{13})}; \; B_2 = \frac{2 \cdot (V_{21} - V_{23})}{(V_{21} + V_{23})}; \; B_3 = \frac{2 \cdot (V_{31} - V_{32})}{(V_{31} + V_{32})}, \quad (6)$$

где V_{11}, V_{22}, V_{33} – величины скорости распространения продольных колебаний, измеренные в направлениях 1-1', 2-2', 3-3'. V_{12}, V_{13} – скорости распространения поперечных колебаний, измеренные в направлении 1-1', при ориентировке векторов поляризации (ОВП) в направлении 2-2', 3-3'; V_{21}, V_{23} – скорости распространения поперечных колебаний, измеренные в направлении 2-2', при ОВП в направлении 1-1', 3-3'; V_{31}, V_{32} – скорости распространения поперечных колебаний, измеренные в направлении 3-3', при ОВП в направлении 1-1', 2-2'. $V_{ср}$ – величина средней скорости распространения продольных УЗК в анизотропном образце. $A_{нп}$, $A_{нс}$ – амплитуды наибольшего и наименьшего пропускания УЗК (наибольший и наименьший диаметры акустополяриграммы ВП. B_1, B_2, B_3 – коэффициенты двулучепреломления поперечных УЗК, определенных соответственно для граней 1-1', 2-2', 3-3'.

Объемную плотность ρ образцов определяют методом Архимеда.

Проводя измерения горных пород с использованием акустополяризационного метода становится возможным определение различных явлений и эффектов, которые проявляются при распространении сдвиговых линейно-поляризованных УЗК в упруго-анизотропных средах. Наиболее известные их них приводятся ниже.

Явление упругой анизотропии (УАН) [1]. Проявляется в средах, упругие свойства которой отличаются в различных направлениях. При этом

поляризованные сдвиговые волны распространяются вдоль направлений элементов симметрии (акустических осей) анизотропных сред. Явление упругой анизотропии наблюдается наличием четырех и более лепестковой фигуры на акустополяриграмме ВС. Чаще всего фактором, формирующим упругую анизотропию породы, является тензор напряжений, в особенности, если эти напряжения действуют в земной коре в течение длительного (геологического) времени [3]. Переход горной породы в анизотропное состояние происходит под воздействием палеонапряжений и деформаций в процессе структурно-метаморфической эволюции метаморфических комплексов. Явление возникает в анизотропных средах с различным типом упругой симметрии, к которым относятся горные породы, породообразующие минералы и кристаллические породы. Наблюдается у минералов, а также регистрируется в изверженных, метаморфических и осадочных породах [5, 6].

Эффект линейной акустической анизотропии поглощения (ЛААП) [3]. Эффект отражает способность различным образом поглощать пучок сдвиговых линейно-поляризованных колебаний при повороте его вектора поляризации относительно структурных элементов среды. Этот эффект по своей физической сущности аналогичен эффекту плеохроизма (дихроизма) проявляемого в в области оптических явлений [7]. Эффект ЛААП позволяет: оценить степень слоистости исследуемой среды; выявить направления наибольшего и наименьшего пропускания сдвиговых УЗК. Он возникает в текстурированных, слоистых, с линейной текстурой средах, в которых наблюдается правильное чередование одних элементов, вытянутых в определенном направлении, с другими. Эффект ЛААП зарегистрирован в значительной степени в образцах природных силикатных минералов (амфибол, ортоклаз, микроклин и др.). Также явление зарегистрировано в природных минералах (турмалин, кунцит, кордиерит). Особенностями является зависимость степени проявления эффекта ЛААП от частоты УЗК (дисперсия). Проявление ЛААП в массивах пород при проведении геофизических работ может приводить к существенному поглощению одной из компонент поперечных волн в волновом поле [3].

Явление углового несогласия (УН) между направленностью элементов симметрии УАН и ЛААП [3]. Признаком наличия УНС между элементами симметрии ЛААП и упругой анизотропии является неравенство размеров и площади лепестков акустополяриграммы ВС. При этом наблюдается ассиметричность акустополяриграмм при ВП и ВС. Явление позволяет оценить угол несоответствия между слоистыми, линейными текстурами среды и элементами упругой симметрии. Возникает в средах, в которых пространственное положение элементов упругой симметрии и ЛААП не совпадает, ввиду того, что оба явление имеют разную физическую природу. Встречается в средах, в которых преимущественное направление микротрещин не совпадает с преимущественной ориентацией кристаллоупругих осей минеральных зерен.

Эффект деполяризации сдвиговых волн (ДСВ) [3]. Проявление эффекта состоит в том, что при распространении поляризованных сдвиговых волн, например, в средах с разноориентированными минеральными зернами, происходит деполяризация этих волн. Это явление диагностируется в том случае, когда зарегистрированные минимумы амплитуд на акустополяриграмме ВС либо велики, либо совсем не выделяются. Явление позволяет оценить угол разориентировки элементов упругой симметрии в зернах (слоях) моно-полиминеральных горных пород. Проявление эффекта ДСВ можно объяснить веерным распределением ориентации кристаллоупругих элементов симметрии в минеральных зернах, слагающих породу. Сопровождается изменением степени поляризации лучов сдвиговых УЗК (увеличение эллиптичности сдвиговых УЗК или деполяризации). Эффект ДСВ возникает при распространении сдвиговых УЗК через среды, состоящие из слоев или зерен, слагающих, например горную породу, в которых наблюдается разориентации элементов упругой симметрии. Также может наблюдаться в слоистых средах, если в слоях ориентация элементов симметрии материала не будет совпадать. Явление зарегистрировано в образцах песчаника, андезито-базальтового туфа, биотит-плагиоклазового гнейса, роговообманкового амфиболита и др. Среди минералов оно наблюдается в образце турмалина. Эффект ДСВ наблюдался в метаморфизованных архейских породах по разрезу Кольской сверхглубокой скважины.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ №07-05-00100-а, Президента РФ МК-1908.2008.5

ЛИТЕРАТУРА

1. Горбацевич Ф. Ф. Акустополярископия горных пород. Апатиты. 1995. 204 с.
2. Ковалевский М.В. Повышение информативности акустополяризационного метода определения упругих характеристик горных пород: Автореф. дис... канд.техн.наук: Спец. 01.04.06, 05.11.13 / М.В.Ковалевский; СПбГЭТУ.-СПб., 2002.-16с.
3. Горбацевич Ф.Ф. Акустополярископия породообразующих минералов и кристаллических пород. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002.- 140 с.
4. Ковалевский М.В. К вопросу о совершенствовании методики исследований упругих характеристик геоматериалов методом акустополярископии // Информационные материалы 12-й научной конференции: структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента.- Сыктывкар: Геопринт, 2003.- С.123-125.
5. Невский М.В. Квазианизотропия скоростей сейсмических волн. М.: Наука, 1974. 179 с.
6. Чесноков Е.М. Сейсмическая анизотропия верхней мантии Земли. М.: Наука, 1977. 144 с.
7. Волкова Е.А. Поляризационные измерения.- М.: Изд-во стандартов, 1974.- 156 с.

The fundamentals of the acoustopolariscopy method, determinations of elastic and non-elastic properties of some rock forming minerals and crystalline rocks are outlined in the work. Previously unknown effects – linear acoustic anisotropic absorption and depolarization of shear waves are presented. The paper is destined for specialists dealing with acoustics, geophysics, geology as well as theory and practice of determining solid body properties.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ИЗОТОПНОЙ И ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ МАНТИИ ЗЕМЛИ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ, МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

Коваленко Д.В.
Москва, Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии РАН

dmitry@igem.ru

Результаты многочисленных изотопных и геохимических исследований современного мантийного магматизма Земли показали, что структура мантии неоднородна и характеризуется гетерогенностью разного масштаба. Примером региональной гетерогенности могут служить закономерные вариации изотопных и геохимических составов базальтов СОХ от нормальных (тип N) до обогащенных (тип E). Изотопный состав ($^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$) мантийных пород тоже значительно варьирует [Zindler, Hart, 1986 и другие]. Наиболее экстремальные части изотопных составов выделены как HIMU (high μ), EM-1 (enriched mantle-1), EM-2 (enriched mantle-2), DMM (depleted MORB mantle). Примером глобальной неоднородности мантии является так называемая аномалия DUPAL. Магматические породы, выплавленные из мантии типа DUPAL, характеризуются высокими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{208}Pb^*/^{206}Pb^*$, $^{208}Pb/^{204}Pb$, с этой же аномалией коррелирует крупномасштабная сейсмическая аномалия в нижней мантии. Распространение аномалии DUPAL в мантии Земли не является случайным, она выделяется в Индийском океане и в окраинных морях Тихого океана до Японского моря и не выявлена в породах других океанов. *Очевидно, что выяснение геодинамических и географических закономерностей распределения и причин формирования разномасштабной гетерогенности мантии Земли является важнейшей проблемой современной геодинамики.*

Исследования магматических пород более древних геологических периодов показывают, что такие же изотопно-геохимические типы мантийных пород существовали и в геологическом прошлом. Но, в связи с перемещениями литосферных плит, сделать выводы о закономерностях географического распределения древних мантийных пород разного типа можно только на основе реконструкций с совместным использованием палеомагнитных и изотопных данных. Пока практически все существующие геодинамические реконструкции для разных периодов Земли не включают в себя информацию о пространственном распределении мантийных пород с разным изотопно-геохимическим составом. *Создание геодинамических реконструкций с учетом особенностей пространственного распределения мантийных пород с различным изотопным и геохимическим составом – одна из важнейших задач*

современных геологии и геофизики, решение которой позволит проследить эволюцию процессов, протекающих в мантии и коре Земли.

В рамках поставленной выше научной проблемы исследования были проведены на примере двух районов: Камчатки и южной части Корякии (1) и Монголии (2). Именно эти районы были выбраны в связи с тем, что их геологическое развитие связано с разными геодинамическими процессами: первого из них - с процессами на границах литосферных плит, второго – в основном с внутриплитными процессами.

Монголия. Кайнозойская рифтовая система. В ее пределах выделяются несколько магматических ареалов с возрастом от 50 млн. лет до позднечетвертичного. Пространственно ареалы выстраиваются в цепочку северо-западного простирания, возраст ареалов последовательно омолаживается в северном направлении [Ярмолюк и др., 2007]. Такое распределение ареалов магматических пород в работе [Ярмолюк и др., 2007] интерпретируется как след от горячей точки в мантии при прохождении над ней Центрально-Азиатской части Евразии. Предполагается, что в настоящее время горячая точка пространственно близка к наиболее молодому ареалу магматизма кайнозойской рифтовой системы и связывается с одним из выступов аномальной астеносферной мантии в районе Монголии [Зорин и др., 2005; Ярмолюк и др., 2007]. Такая интерпретация была проверена нами по палеомагнитным данным [Besse, Courtillot, 2002]. Установлено:

1.Палеоширoты формирования разновозрастных ареалов магматизма совпадают с палеоширотой наиболее молодого ареала и современной широтой выступа аномальной мантии (46-50^{o} с.ш.), с которым связывается магматизм рифтовой системы.

2.Простирание «следа» от горячей точки увязывается с простиранием сегмента кривой миграции палеомагнитного полюса (КМПП) для периода времени от 50 млн. лет до современного. Возможно формирование «следа» и сегмента КМПП связано с вращением Евразии относительного одного и того же полюса вращения в районе Ближнего Востока..

Таким образом, палеомагнитные данные подтверждают гипотезу о том, что ареалы магматизма кайнозойской рифтовой системы Монголии могут быть следом от прохождении литосферной плиты Евразии над выступом астеносферной мантии в районе Монголии. В работе [Ярмолюк и др., 2007] приведен изотопный состав мантийных источников магм, сформировавших породы рифтовой системы. Выделяются в основном два типа источников – PREMA и EM1, но в разные периоды времени преобладал один из источников: в палеоцене-раннем эоцене – PREMA, в олигоцене - EM1, в миоцене-четвертичном периоде – PREMA. Возможно, что магмы выплавлялись на разных глубинах астеносферного выступа или в его пределах внедрялось новое вещество аномальной мантии, изменявшее изотопный состав источников.

Позднемезозойская рифтовая система. Ареалы магматизма в пределах системы локализованы в очень ограниченном районе и в отличие от

кайнозойских ареалов не вытягиваются в цепочку. По геохимическому составу они рассматриваются как внутриплитные и их происхождение также связывается с действием выступа аномальной мантии Монголии [Ярмолюк и др., 2007]. Палеомагнитные полюса для времени формирования пород позднемезозойской рифтовой системы образуют вытянутую последовательность, что свидетельствует о вращении Евразии в это время. Формирование ареалов внутриплитного магматизма локализованных практически в одной точке при непрерывном вращении Евразии может быть только в случае, если полюс вращения Евразии совпадает с районом позднемезозойского рифтогенного магматизма.

Палеомагнитные данные [Besse, Courtillot, 2002; Коваленко, 1997, 2008] показывают, что породы рифтовой системы могли формироваться на широте аномального астеносферного выступа Монголии, скорее всего, в его южной части - 40-46° с.ш. Распределение позднемезозойских палеомагнитных полюсов Евразии в целом не противоречит теоретической кривой миграции палеомагнитного полюса при повороте Евразии вокруг полюса вращения в районе Монголии. Таким образом, формирование внутриплитных пород позднемезозойской рифтовой системы Монголии могло быть связано с действием выступа аномальной мантии в районе Монголии, вероятно, его в его южной части. Выплавление внутриплитных магм происходило из источников типа PREMA и EM2 [Ярмолюк и др., 2007].

Позднепалеозойские рифтовые системы. Полученные нами новые палеомагнитные данные [Коваленко, 2008; Коваленко, в печати] по позднепалеозойским толщам Монголии, подтверждают выводы, основанные на геологических материалах, о том, что территория Монголии по своему широтному положению могла быть частью Сибирского кратона с карбон-пермского времени. Карбон-пермские палеомагнитные полюса для Сибири [Веселовский и др., 2003; Kravchinsky et al., 2002; Smethurst et al., 1998] показывают, что Сибирский кратон развернут относительно меридиана на угол около 90° по часовой стрелке. Отсюда, современная ориентация любых карбон-пермских геологических элементов Сибирского кратона, в том числе и на территории Монголии, не является первичной. В частности простирание карбон-пермских окраинно-континентальных поясов, ориентированных в современной структуре широтно и протягивающихся от Монголии в Казахстан и дальше на запад, в карбоне и перми было субмеридионально и субдукция под материк шла с востока. Близкие к меридиональным простирания имели и рифтовые зоны позднепалеозойской рифтовой системы Монголии. В составах мантийных источников магм разновозрастных рифтогенных образований фиксируются отличия. Базальтоиды бимодальных ассоциаций наиболее древней Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны характеризуются идентичными вариациями значений $\varepsilon_{Nd}(T)$ и $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$. В хребтах Ноён и Тост (318-314 млн. лет) $\varepsilon_{Nd}(T) = 4{,}4–6{,}7$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7036–0.7042$, а в районе Хан-Богд (290 млн. лет) $\varepsilon_{Nd}(T) = 4.3–7.0$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7038–0.7042$. В более молодой Гоби-Алтайской рифтовой зоне

(≈275 млн. лет) отмечаются относительно деплетированные базальтоиды с $\varepsilon_{Nd}(T)$ = 8.1, а $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = 0.7037, однако преобладают здесь породы с обогащенными характеристиками $\varepsilon_{Nd}(T)$ от 0.2 до 5.9, а $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ от 0.7040 до 0.7049. Отчетливое преобладание обогащенного по изотопному составу Nd и Sr компонента фиксируется в базальтоидах Северо-Монгольской рифтовой зоны (≈250 млн. лет), где значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ варьируют от -3.3 до +3.1, а $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ от 0.7043 до 0.7051.

Полученные новые палеомагнитные данные позволяют внести дополнительную информацию в интерпретацию геохимических и изотопных данных для карбон-пермских бимодальных комплексов позднепалеозойской рифтовой системы Монголии. Они формировались на активной континентальной окраине Сибири. Рифтогенные позднекарбон-пермские магматические комплексы Монголии были сформированы на разных широтах из разных мантийных источников во время перемещения «монгольской» части Сибирского материка с юга на север после завершения активности надсубдукционного окраинно-континентального вулканического пояса. Наиболее древние бимодальные толщи Гоби-Тяньшаньской зоны (318-314 млн. лет) были сформированы на более южных широтах (40^o-47^o-54^oс.ш.) и характеризуются более деплетированным изотопным составом по сравнению с комплексами Гоби-Алтайской зоны (275 млн. лет) (51^o-58^o-67^oс.ш.). Перемещение континентальной литосферы относительно «заякоренной» зоны субдукции должно приводить к рифтогенезу в области континентальной окраины. То есть, формирование позднепалеозойских бимодальных рифтогенных толщ могло быть связано с геодинамическими процессами на активной континентальной окраине.

Камчатка и юг Корякии. В результате палеомагнитных и изотопно-геохимических исследований магматических комплексов Камчатки и юга Корякии было установлено, что на Северо-Западе Тихого океана в позднем мелу – раннем палеоцене существовала система энсиматических островных дуг и задуговых бассейнов. Островодужная система протягивалась вдоль простирания окраины материка от тридцатых до пятидесятых градусов северной широты. Надсубдукционные мантийные магмы выплавлялись из деплетированных ($\varepsilon_{Nd}(t)$ = +6 до +10) гранатовых лерцолитов верхней мантии (глубина более 70 км), характеризующимися разными величинами соотношений Th/La, Th/Ta, Zr/Nb, Nb/U. N- и E- MOR базальты задуговых бассейнов выплавлялись из деплетированных источников ($\varepsilon_{Nd}(t)$ = +7 до +11) из шпинелевых лерцолитов верхней мантии (глубина менее 70 км).

MZ-KZ riftogen complexes of Mongolia can be form as result of displacement of Eurasian plate over Central Asian mantle hot spot. The melts was originated from PREMA and EM1 – type mantle rocks. PZ magmatic complexes of Mongolia was formed as result of continental margin riftogen processes from depleted mantle rocks. Late Cretaceous magmatic rocks of Kamchatka was melted from depleted manle rocks under island-arc and back-arc geodynamic conditions.

ЛЕЙКОКРАТОВЫЕ МИНЕРАЛЫ ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА (СОСТАВ, СВОЙСТВА, УСЛОВИЯ МИНЕРАЛОГЕНЕЗА)

Ковальский А.М., Сук Н.И., Н.И. Котельников Н.И., Ковальская Т.Н.
Институт экспериментальной минералогии РАН (ИЭМ РАН), Черноголовка, Московская область, Россия

kovalsky@iem.ac.ru

LEUCOCRATIC MINERALS OF LOVOZERO MASSIF (COMPOSITION, PROPERTIES, MINERALOGENESIS CONDITIONS)

Kovalskii A.M., Suk N.I., Kotelnikov A.R., Kovalskaya T.N.
Institute of Experimental Mineralogy RAS Chernogolovka, Moscow region, Russia

Для определения особенностей минералогенеза щелочных комплексов проведено исследование породообразующих и акцессорных минералов в образцах пород Ловозерского щелочного массива Кольского полуострова.

Исследованы содалитовые сиениты, отобранные в керне скважин № 904, 447 (образцы С-61, С-82), 164 (образец EV-3) и образцы лопарит-содержащих луявритов, ювитов, фойяит-ювитов, уртитов из скважин и отобранные в ходе полевых работ на массиве.

С помощью микрозондового анализа изучены составы содалитовых сиенитов - слагающих их минералов, как породообразующих (полевых шпатов, нефелина, клинопироксенов, щелочных амфиболов, биотита, содалита, натролита), так и акцессорных. В образце С-61 в виде единичных зерен встречен (Na, Sr, Ca, REE) – карбонат, барит и сульфид железа (FeS). Натролит в породах встречается в качестве позднего минерала и развивается по содалиту.

Полевые шпаты представлены (K, Na)- и K- разностями с пертитами альбитового состава. Мольная доля калия в (K, Na)- полевых шпатах 0.58-0.66, эти минералы также содержат в своем составе до 0.5 вес.% BaO и до 0.54 вес.% FeO. В одном образце калиевый полевой шпат встречен в виде резорбированных реликтов размером до 5 мм внутри содалитовых зерен, а калий-натровый полевой шпат состава $Na_{0.87}K_{0.09}Al_{1.29}Si_{2.78}O_8$ слагает мелкие (до 0.1 мм) изометричные выделения в содалите. Содалиты в породах представлены либо одним чистым сульфат-содалитом (нозеаном), либо существенно хлор-содержащими разностями в парагенезисе с нозеаном. Все нефелины калий-содержащие с мольной долей калия 0.16-0.18.

Для оценки температур минералогенеза содалитовых сиенитов Ловозерского массива применялся комплекс минеральных геотермометров, основанных на фазовых равновесиях, как темноцветных, так и лейкократовых минералов переменного состава. Оценка температур минералогенеза содалитовых сиенитов дала интервал 750-350°С. По парагенезисам

минералов температуры распределились следующим образом: двуполевошпатовый ~350°С; нефелин-содалитовый ~ 390-520°С; нефелин-полевошпатовый – 390-640°С; двусодалитовый – 500-670°С; амфибол-клинопироксеновый ~750°С. Таким образом, на основании полученных данных можно говорить о длительной эволюции расплава в процессе формирования тел содалитовых сиенитов массива.

Лопарит-содержащие породы сложены нефелином, полевым шпатом (альбитом и калиевым полевым шпатом), клинопироксенами (эгирином, эгирин-авгитом), щелочным амфиболом. Нефелин имеет постоянный состав во всех изученных образцах с мольной долей калия 0.18-0.22. Присутствие в породах ассоциаций альбита и калиевого полевого шпата позволяет оценить температуру парагенезиса как интервал 300-400°С.

Для корректировки данных по условиям кристаллизации сиенитов (в том числе и содалитовых) проведено рентгеновское изучение слагающих их полевых шпатов с определением параметров элементарных ячеек.

Расчет параметров элементарных ячеек проводился для пространственной группы С1(-) триклинной сингонии по 31-44 отражениям в интервале углов 7-40 (teta). Расчет параметров выполнялся с использованием программ LCC, PUDI.

В образце луяврита трахитоидного 904-28 полевой шпат образует кристаллы состава $K_{0.99}Al_{0.98}Si_{3.01}O_8$

a=8.598(1) [Å], b=12.972(1) [Å], c=7.215(1) [Å], α=90.724(9) [°], β=115.921(10) [°], γ=87.870(8) [°], V=723.2(2) [Å^3].

В образце содалитового сиенита 904-47 полевой шпат образует кристаллы состава $K_{0.99}Al_{0.99}Si_{3.00}O_8$

a=8.510(1) [Å], b=12.959(1) [Å], c=7.211(1) [Å], α=90.768(6) [°], β=115.843(5) [°], γ=88.187(6) [°], V=715.4(1) [Å^3].

В описанном калиевом полевом шпате обнаружены крупные пертиты чистого альбита состава $Na_{0.97}Al_{0.99}Si_{3.00}O_8$

Параметры его элементарной ячейки следующие:

a=8.134(3) [Å], b=12.791(3) [Å], c=7.150(2) [Å], α=94.185(22) [°], β=116.466(16) [°], γ=88.159(18) [°], V=664.2 (4) [Å^3].

В образце фойяита 904-66 калиевый полевой шпат образует кристаллы состава $K_{0.96}Na_{0.04}Al_{0.98}Si_{3.00}O_8$

a=8.604 (1) [Å], b=12.970(1) [Å], c=7.228(1) [Å], α=90.565(9) [°], β=116.111(6) [°], γ=87.923(8) [°], V=723.7(2) [Å^3].

Полученные параметры нанесены на диаграмму в координатах параметров b и c элементарной ячейки твердых растворов (Na,K)- полевых шпатов (рис. 1), построенную по данным Кролля и др. (1986). Природные полевые шпаты сиенитов Ловозерского массива попадают в поля устойчивости упорядоченных альбита и микроклина. Это подтверждает низкие температуры формирования полевошпат-содержащих парагенезисов.

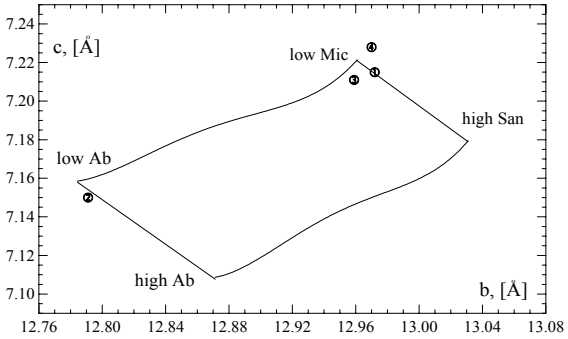


Рис. 1. Диаграмма в координатах параметров b и c элементарной ячейки твердых растворов (Na,K)- полевых шпатов, построенная по данным Кролля и др., 1986. На диаграмму нанесены параметры природных полевых шпатов из пород Ловозерского массива (керн скважины 904).

На рисунке кружками показаны: (1) - калиевый полевой шпат из образца 904-28; (2) - альбит из образца 904-47; (3) - калиевый полевой шпат из образца 904-47; (4) - ($K_{0.96}Na_{0.04}$) - полевой шпат из образца 904-66.

В образцах крупнозернистого ювита (904-26) и содалитового сиенита (904-47) в качестве породообразующего лейкократового минерала встречен (Cl, SO_4)- содалит, который образует изометричные кристаллы размером 4-5 мм. Для этих содалитов также проведен расчет параметров элементарных ячеек. Расчет проводился для пространственной группы P4(-)3n кубической сингонии по 7-17 отражениям в интервале углов 7-40 (Θ). Получены следующие параметры:

Образец 904-26 – содалит состава $Na_{6.96}Fe_{0.07}Al_{5.16}Si_{5.31}O_{22}(Cl_{1.72}, S_{0.12})$, a=8.8820(2) [Å], V=700.70(5) [$Å^3$].

Образец 904-47 – содалит состава $Na_{6.98}Fe_{0.09}Al_{5.22}Si_{5.27}O_{22}(Cl_{1.68}, S_{0.12})$, a=8.8806(8) [Å], V=700.36(2) [$Å^3$].

Эти параметры практически совпадают с параметрами, приведенными в базе данных Минкрист для Cl- содалитов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ гранты № 06-05-64904, № 07-05-00217, Гранта Президента РФ МК-4797.2008.5 и Фонда содействия отечественной науке.

ЛИТЕРАТУРА

Kroll H., Schmiemann I., von Colln G. Feldspar solid solutions. //Amer. Mineral., 1986, v. 71, pp. 1-16.

For the mineralogenesis conditions of alkaline massifs determination investigation of rock-forming and accessory minerals in samples of Lovozero massif rocks was carried out. Temperatures of some mineral paragenesises were estimated using different mineral geothermometers. X-ray investigation of feldspars and sodalites was carried out. Unit-cell parameters were refined and low temperatures of feldspar-containing paragenesises were shown.

О ПОГРЕШНОСТЯХ АНАЛИЗА ОБРАЗЦОВ МАЛОЙ МАССЫ

Колесов Г.М., Люль А.Ю.
Институт геохимии и аналитической химии им.В.И.Вернадского РАН, Россия

drkolesov@mail.ru

ON ERRORS OF THE SMALL SAMPLES ANALYSIS

Kolesov G.M., Lyul A.Yu
V.I.Vernadsky Institute of geochemistry and analytical chemistry of RAS

Необходимость в установлении химического состава образцов малой массы и/или размеров (природных образцов, или продуктов модельных экспериментов) и, следовательно, в проведении их достоверного анализа постоянно возрастает. При этом вопрос о правильности полученных результатов (степени близости между установленной величиной и истинным значением) становится весьма актуальным. Он и обсуждается в работе на примере применения инструментального нейтронно-активационного метода, как наиболее пригодного для целей микроанализа ввиду его высокой чувствительности (до 10^{-14} г для отдельных элементов).

При определении элементного состава образцов массой в несколько мкг и ниже возможны два варианта. Первый, - анализ образца вместе с подложкой (конденсатные пленки, осажденные на подложку или же жидкие образцы, нанесенные на бумажную или же металлическую основу) и второй вариант, - анализ индивидуальных образцов без подложки, когда взвешивание проводится на уровне паспортной точности используемых весов. Каждый из этих случаев требует определенного подхода при проведении анализа.

В первом случае (анализ образца неизвестной массы) особую роль играет выбор материала для подложки. Он должен быть гомогенного состава, его основными компонентами должны быть слабо активирующееся элементы или же элементы, при облучении которых образуются короткоживущие радионуклиды. Для каждого материала подложек необходимо получить содержание матричных элементов с оценкой степени гомогенности распределения каждого элемента. Погрешность определения элементного состава нанесенного на подложку образца зависит от соотношения площадей фотопиков отдельных радионуклидов в чистой подложке и подложке с образцами. В этом случае можно рассчитать только абсолютные содержания элементов в образцах, а методы интерпретации полученных данных зависят от конкретной задачи эксперимента.

Во втором случае (анализ без подложки) проблема «точности» полученных данных по их элементному составу разбивается на две составляющие: «точность» определения абсолютного содержания элемента в образце, оцениваемая типичными для используемого метода случайными погрешностями анализа, и погрешность расчета относительного содержания

каждого элемента в образце. Во втором случае «точность» анализа в большой мере оценивается погрешностью определения массы анализируемого образца, но для всех элементов эта погрешность будет одинаковой. Т.е. в этом случае можно получить абсолютные содержания элементов с высокой «точностью» и с большой погрешностью - относительные содержания элементов в исследуемом образце. Однако и в этом случае результаты анализа позволяют выявить существенные различия в элементном составе отдельных компонентов и усредненной пробы объектов. Кроме того, индикаторами разнообразных процессов фракционирования элементов в космических и земных объектах (конденсации, испарения, сепарации металл-силикат, окисления-восстановления и др.) могут быть величины отношений элементов с разными (или одинаковыми) физическими, химическими или геохимическими свойствами. При сравнении относительных распространенностей элементов в индивидуальных образцах погрешность взвешивания не имеет значения, так как в этом случае важна величина случайной погрешности определения содержаний сравниваемых элементов. Используя отношения содержаний элементов с различными физико-химическими свойствами, можно сделать выводы о процессах, ответственных за наблюдаемый элементный состав образцов. Подобные примеры обсуждаются.

The peculiarities of small mass samples analysis are examined. Questions of error and authenticity of obtained results are discussed on the example of instrumental neutron activation method (as having lower of detection limits).

ОСОБЕННОСТИ АНАЛИЗА МИКРООБЪЕКТОВ

КолесовГ.М., Люль А.Ю.
Институт геохимии и аналитической химии им.В.И.Вернадского РАН

drkolesov@mail.ru

PECULIARITIES OF THE MICRO-OBJECTS ANALYSIS

Kolesov G.M., Lyul A.Yu.
V.I. Vernadsky Institute of geochemistry and analytical chemistry of RAS

Дискретность природных объектов по размерам, массе и распределению элементов становится общепринятым фактом. Причем информация о составе отдельных микрообъектов порой более эффективна, чем об их осредненном валовом составе. Дискретность в строении и составе искусственных, композитных материалов с возрастающей активностью используется в решении научных (процессы на молекулярном, межклеточном уровне в живом организме, свойства веществ в неординарных условиях, на их атомарном уровне) и прикладных задач (нанотехнологии, наноматериалы, нанобиопрепараты, наносенсоры и.т.п.). Возникает поэтому необходимость в совершенствовании, подчас в переосмысливании методологии исследования, в развитии и создании методов, методик и средств химического анализа малых объектов и образований, вплоть до наночастиц.

Рассмотрены, обсуждены и предложены подходы к анализу таких объектов, приведены примеры определения элементного состава геоматериалов (космического, земного происхождения и продуктов модельных экспериментов) методом инструментального нейтронно-активационного анализа (ИНАА).

Are examined, discussed and proposed some approaches to the analysis of micro(nano)objects (geomaterials, terrestrial and cosmic samples), are given examples of determination their element composition by method of instrumental neutron activation analysis (INAA).

^{40}Ar-^{39}Ar ДАТИРОВАНИЕ НОВОГО ЭВКРИТА DHOFAR 1439: ВЫЯВЛЕНИЕ НЕДАВНЕГО УДАРНОГО СОБЫТИЯ НА РОДИТЕЛЬСКОМ ТЕЛЕ ЭВКРИТОВ

Корочанцева Е..В.[2], Буйкин А.И.[1,2], Лоренц К.А.[1], Корочанцев А.В.[1], Trieloff M.[2]

[1]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина 19, 119991 Москва, Россия,

[2]Mineralogisches Institut, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 236, D-69120 Heidelberg, Germany.

kpv-life@mail.ru

Введение

Dhofar 1439 был найден в виде единичного образца весом 5132 г в пустыне Омана в 2003 году. Этот слабо выветрелый метеорит состоит из сантиметровых светлых кластов (~40 об.%), цементируемых темной девитрифицированной расплавной матрицей. Согласно минералого-петрографическим исследованиям Dhofar 1439 представляет собой мономиктовую эвкритовую брекчию. Для того чтобы выяснить термальную историю этого метеорита мы использовали ^{40}Ar-^{39}Ar метод датирования с высоким температурным разрешением для анализа материала светлого кластa, мономинерального образца плагиоклаза и двух порций расплава: темно-коричневого с пустотами от газовых включений (расплав с флюидальной структурой) и черного (хорошо перемешанного расплава).

Результаты и дискуссия

Возрастной спектр кластa (рис. 1), скорректированный на захваченный аргон атмосферного состава, показывает постепенное увеличение кажущихся возрастов, что указывает на частичную дегазацию, произошедшую менее 1 млрд. лет назад.

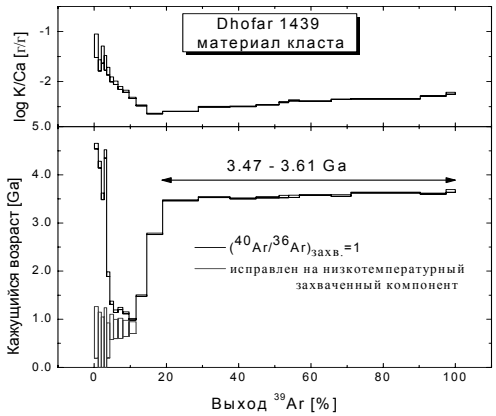


Рис. 1. Возрастной спектр и отношения K/Ca для светлого кластa метеорита Dhofar 1439.

Увеличение кажущихся возрастов от 3.47 до 3.61 млрд. лет на протяжении 19-100% выхода ^{39}Ar говорит о медленном охлаждении породы после ударного события, которое полностью переустановило K-Ar систему этого образца ~3.6 млрд. лет назад. Подобные значения возраста, наблюдаемые и для остальных метеоритов эвкритовой ассоциации [1-3], вероятно, маркируют окончание позднего этапа интенсивной бомбардировки их родительских тел.

Возрастной спектр плагиоклаза похож на спектр кластa.

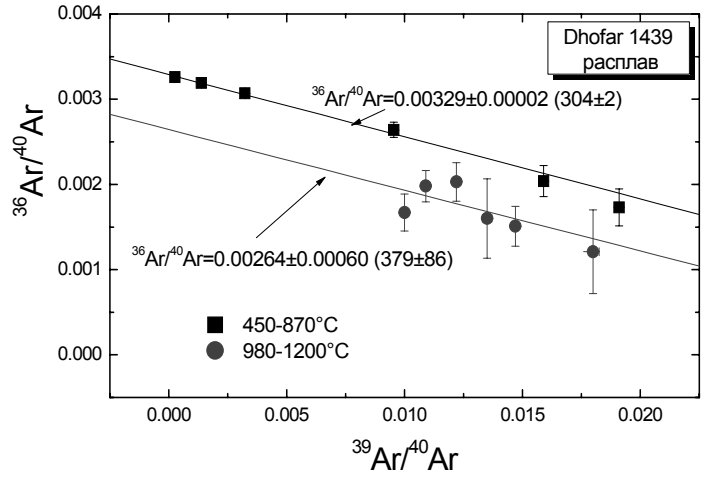


Рис. 2. Трехизотопная диаграмма аргона для темно-коричневого расплава метеорита Dhofar 1439.

Сохранность аргона в расплавной матрице хуже, чем в кластe. В темно-коричневом расплаве мы идентифицировали два разных (диффузионно разделенных) захваченных компонента аргона (рис. 2). Скорректированный на эти захваченные компоненты возрастной спектр (рис. 3) дает плато с возрастом 289±52 млн. лет (1-90% выхода ^{39}Ar). Для последних 10 % выхода ^{39}Ar кажущиеся возраста увеличиваются с температурой до 3 млрд. лет из-за присутствия реликтового ^{40}Ar в более устойчивых высокотемпературных фазах. Наличие двух разных типов захваченного аргона было ранее обнаружено в ударно-метаморфизованных L-хондритах [4]. Судя по спектрам выделения аргона, можно предположить, что захваченные компоненты связаны с полевошпатовыми фазами, преобразованными в результате удара, или с минеральными изменениями, а не с пироксеном или оливином [3-8].

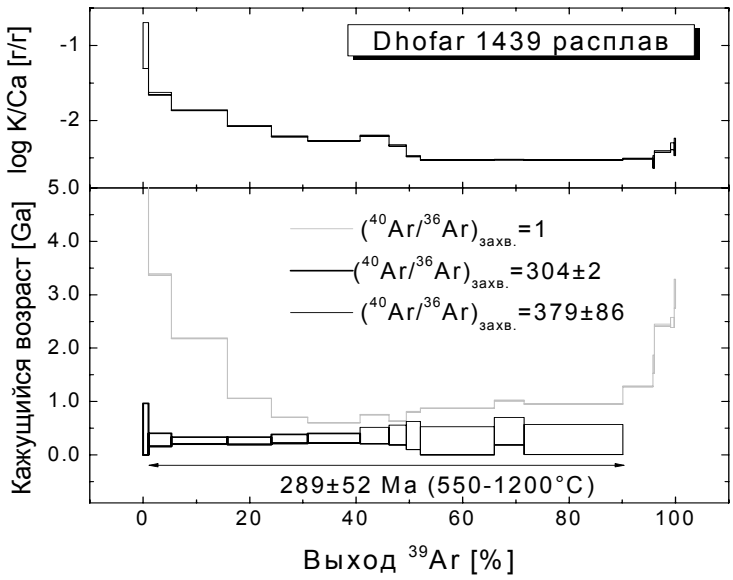


Рис. 3. Возрастной спектр и отношения K/Ca для темно-коричневого расплава метеорита Dhofar 1439.

Полученный нами относительно молодой возраст термального события (<1 млрд. лет) для метеорита Dhofar 1439 не типичен для метеоритов эвкритовой ассоциации, а отмечается, главным образом, для обыкновенных хондритов [1-5,9]. Исключением являются две другие эвкритовые расплавные брекчии (Palo Blanco Creek и ALHA81011), как и в нашем случае, демонстрирующие молодые возраста термальных событий (<1 млрд. лет и <350 млн. лет, соответственно) [5, 10]. Таким образом, наши данные подтверждают и уточняют возраст недавнего ударного события, приведшего к широкомасштабному плавлению пород на родительском теле метеоритов эвкритовой ассоциации.

ЛИТЕРАТУРА

[1] Bogard D.D. 1995 Meteoritics 30: 244-268. [2] Kunz J. et al. 1995. Planet. Space Sci. 43: 527-543. [3] Korochantseva E.K. et al. 2005. Met. Planet. Sci. 40:1433-1454 [4] Korochantseva E.V. et al. 2007. Met. Planet. Sci. 42: 113-130. [5] Kunz J. et al. 1997. Met. Planet. Sci. 32: 647-670. [6] Trieloff M. et al. 1997. Geochim. Cosmochim. Acta 61:5065-5088. [7] Hopp J. and Trieloff M. 2005. Earth Planet. Sci. Lett. 240:573-588. [8] Trieloff M. et al. 2005. Geochim. Cosmochim. Acta 69:1253-1264. [9] Kring D.A. and Swindle T.D. 2008. LPSC XXXIX: 1305. [10] Dickinson T. et al. 1984. Meteoritics. 19: 219-220.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОСТАВА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Кронрод В.А., Кусков О.Л.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН)

va_kronrod@mail.ru

INFERRING THE TEMPERATURE AND COMPOSITION OF THE CONTINENTAL LITHOSPHERE FROM INVERSION OF THE SEISMIC DATA

Kronrod V.A., Kuskov O.L.
V.I.Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytic Chemistry (GEOKHI RAS)

В настоящей работе обсуждается метод восстановления температуры и валового состава на основе фундаментальной петрологической системы Na_2O-TiO_2-CaO-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2 (NaTiCFMAS) из абсолютных скоростей P- и S-волн и тепловому потоку через поверхность Земли. Рассматривается область, включающая кору, состоящую из нескольких слоев, и литосферу, в которой теплоперенос осуществляется по кондуктивному механизму.

Задача восстановления температуры и валового состава (ТВС) по профилям скоростей сейсмических волн является обратной задачей со всеми присущими этому классу задач сложностями в постановке и решении. Восстановление ТВС в общем случае может иметь множество решений [Кусков и Кронрод, 1994]. Для выделения единственного решения из всего многообразия возможных должны вводиться дополнительные условия. В нашем случае к таковым может относиться близость получаемых в результате решения обратной задачи значений температуры и валового состава к некоторым профилям, которые задаются на основе одномерной теплофизической модели и известных моделях распределения по глубине основных оксидов в мантии Земли.

Рассмотрим следующую задачу. Известны зависимости скоростей сейсмических волн от глубины (H): $V^*_p(H)$, $V^*_s(H)$ и тепловой поток на поверхности Земли. Требуется восстановить состав и температуру в мантии. Профиль давления считается известным. Предварительно сделаем одно замечание. Помимо трудностей термодинамического и математического характера, следует помнить, что сейсмические характеристики (V^*_p и V^*_s), используемые в качестве внешнего критерия, сами по себе не точны и не полны, поскольку получены решением обратной задачи геофизики при интерпретации первичной экспериментальной информации. Более того, даже точное знание распределения скоростных и плотностных характеристик не позволяет дать однозначную интерпретацию химического состава и физических свойств пород. Однако они могут дать тот допустимый диапазон значений, который позволит

установить пределы изменения состава моделируемой породы и теплового режима мантии.

Обратная задача восстановления концентрационных и температурных профилей основана на согласовании температурных профилей, восстановленных по сейсмическим скоростям, с решением задачи одномерного кондуктивного переноса в слоистой среде. Решение на каждой итерации условно может быть разделено на два этапа. На первом этапе решается задача по определению профилей температуры и концентраций из абсолютных скоростей P- и/или S-волн ($T_{P,S}$). В качестве критерия используется близость полученного решения эталонным концентрационным и температурным профилям. Одновременно производится корректировка сейсмических профилей из условий наилучшего согласования расчетного и эталонного термических профилей. Затем производится согласование температурного профиля ($T_{P,S}$) с теплофизической моделью кондуктивного переноса в коре и мантии [Кронрод, Кусков, 2006] и строится эталонный температурный профиль. В результате на каждой итерации получаем аналитическое выражение для распределения температуры по глубине и концентрации основных оксидов и некоторый скорректированный сейсмический профиль. Максимальные значения вариаций концентраций и сейсмических скоростей задаются на основании априорной информации. Итерационный процесс прекращается до достижения заданной верхней границы разности значений искомых функций для двух итераций. Таким образом, особенность предлагаемого метода заключается в том, что для решения обратной задачи теплопроводности в многослойной среде используются данные, полученные из решения обратной задачи по восстановлению температуры из сейсмических данных. В результате определяются концентрации основных оксидов, аналитическая зависимость температуры от глубины, мощности радиогенных тепловых источников в коре и составляющие тепловых потоков в коре и мантии, скорректированные значения сейсмических профилей.

Процедура обращения сейсмических профилей в термические в мультисистеме NaTiCFMAS с фазами переменного состава осуществляется на основе уравнений состояния мантийного вещества с учетом фазовых превращений, ангармонизма и эффектов неупругости [Кусков, Кронрод, 2006; Kuskov, Kronrod, 2006]. Расчет равновесного состава фазовых ассоциаций, скоростей упругих волн и плотности проводится с помощью программного комплекса THERMOSEISM [Kuskov, Kronrod, 2001], база данных которого содержит внутренне согласованные термодинамические параметры по энтальпии, энтропии, теплоемкости, параметру Грюнайзена, термическому расширению, модулям сжатия и сдвига минералов, а также параметры смешения твердых растворов. Модельная система Na_2O-TiO_2-CaO-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2 (NaTiCFMAS) включает фазы: плагиоклаз, железомагнезиальные оливин, ильменит и шпинель; пироп-альмандин-гроссуляровый гранат; ортопироксен и клинопироксен – 5 и 6-компонентные растворы. Химический

состав фаз и их пропорции находятся методом минимизации свободной энергии Гиббса. Расчет уравнения состояния (УРС) минералов осуществляется в квазигармоническом приближении Ми-Грюнайзена-Дебая [Kuskov, Kronrod, 2006]. Отсюда находятся плотность и изотропные скорости $V_{P,S}(P, T, X)$ фазовой ассоциации, зависящие от химического и фазового состава породы, причем модуль сжатия и плотность находятся из УРС, а для модуля сдвига принята линейная зависимость; упругие модули определены по усреднению Фойгта-Реусса-Хилла.

При восстановлении температуры в мантии необходимо учитывать диссипативные свойства мантии, которые характеризуются фактором Q – механической добротностью. Неупругость сильно зависит от температуры и при высоких температурах ее влияние на абсолютные значения сейсмических скоростей следует учитывать при интерпретации сейсмических скоростей [Karato 1993]. Поправки на эффекты неупругости для скорости V_S, связанные с сейсмическим затуханием в поликристаллических породах мантии, оценивались по модели, включающей в себя в качестве входных параметров частоту (ω), безразмерные параметры слабо зависящие от частоты (A, α, g), , температуру солидуса (T_m), давление (P), абсолютную температуру T [Cammarano et al. 2003, Goes et al. 2000, Sobolev et al. 1996].

Скорости P- и S-волн, учитывающие эффекты ангармоничности и неупругости, связаны соотношением [Karato 1993]:

$$V_{ane}(P,T,X,\omega) = V_{anh}(P,T,X)[1 - 1/2Q(P,T,\omega)\tan(\pi\alpha/2)], \quad (1)$$

где первый член в правой части с поправкой на ангармонизм определяется при фиксированном составе (*X*) в результате термодинамического расчета, а второй характеризует неупругое поглощение сейсмических волн и связан с фактором Q. Соотношение (1) позволяют рассчитать теоретические скорости сейсмических волн и найти распределение температуры в мантии по экспериментальным скоростям сейсмических волн. Температура солидуса задавалась в соответствии с аппроксимационной зависимостью, полученной в работе [Hirschmann 2000] по экспериментальным данным температуры солидуса перидотитов в интервале 0 -10 ГПа. Параметры A, α, g, оценивались в работах [Cammarano et al. 2003, Goes et al. 2000, Sobolev et al. 1996], в которых приведены численные эксперименты по расчету Q_S при различных значениях A и g при α=0.2. Величина Q_S, рассчитанная при конкретных значениях A и g, должна качественно соответствовать сейсмологическим моделям. По данным глобальных сейсмологических моделей IASP91, PREM величина Q_S в диапазоне глубин 100–200 км меньше 100, на глубинах 200-400 км ≅ 130-170. Основываясь на этих данных и предпологая, что глобальный профиль IASP91 [Kennet, Engdahl 1991] и средняя континентальная геотерма должны быть взаимно согласованы, в настоящей работе применены переменные по глубине значения параметра A_1 с экспоненциальной зависимостью от глубины до нижней границы литосферы:

$$A_1 = m_1 \exp(m_2 H/H_l), (H \le H_l); \quad A_1 = A_{1l} \ (H > H_l) \quad (2)$$

Где константы m_1, m_2 определялись из условия наилучшего приближения расчетных профилей температуры по сейсмической модели IASP91 к континентальной геотерме при поверхностном потоке 50 мвт/м^2 [Pollack 1993]: m_1= 0.003, m_2=6. H_{lt} – граница термической литосферы.

Предлагаемый подход определения геотермы на каждой итерации базируется на модели кондуктивного теплопереноса. Это означает, что модель включает в себя только кору и литосферу. Нижележащая область конвективного теплообмена и область температурного пограничного слоя не рассматриваются. Формально расчетная область включает в себя область от поверхности Земли до термической границы литосферы. Под термической границей литосферы здесь понимается пересечение расчетного профиля температуры с потенциальной адиабатой. Вся область кондуктивного теплопереноса (кора + литосфера) разделена на пять расчетных зон: верхняя кора (i=1,2), средняя кора (i=3), нижняя кора (i=4), литосферная мантия (i=5). В верхней коре выделен слой D (i=1), в котором сосредоточена основная часть радиогенных элементов. В слое D предполагается экспоненциальное распределение мощности радиогенных источников θ_1 по глубине H [Artemieva, Mooney, 2001]. В каждой расчетной зоне из решения одномерного уравнения теплопроводности легко получить распределение температуры в аналитическом виде. Граничные условия на поверхности – температура и производная температуры. Простые зависимости для расчета температуры в одномерной многослойной модели дают возможность определять температуру в коре и литосфере как функцию от глубины - $T_{кон д}$(H). Входные параметры для определения $T_{кон д}$(H) - коэффициенты теплопроводности и генерация тепла во всех расчетных зонах, мощность расчетных зон, тепловой поток и температура на поверхности.

Изложенный выше метод реконструкции концентрационных профилей и теплового режима в континентальной литосфере был применен для «осредненной» (или нормальной) континентальной литосферы. Для расчета “среднего” распределения температуры под континентами использовалась референц-модель IASP91 [Kennet, Engdahl, 1991]. Химический состав литосферы задавался постоянным по глубине по модели гранатовых перидотитов (GP), [McDonough, 1990]. В результате расчетов были получены концентрационные и температурные профили для «осредненной» континентальной литосферы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-64151), программ ОНЗ-6 и Президиума РАН №9 и 18.

ЛИТЕРАТУРА

Artemieva I.M., Mooney W.D. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. P. 16387-16414.

Cammarano F., Goes S., Vacher P., Giardini D. **Inferring upper-mantle temperatures from seismic velocities // Phys. Earth Planet. Inter. 2003. V. 138. P. 197-222.**

Goes S., Govers R., Vacher P. Shallow mantle temperatures under Europe from P and S wave tomography // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. P.11153-11169.

Hirschmann M.M. Mantle solidus: Experimental constrain and the effects of peridotit composition // Geochemistry Geophysics Geosystem. 2000. V.1. doi. 2000GC000070, ISSN: 1525-2027.

Karato S. Importance of anelasticity in the interpretation of seismic tomography // Geophys. Res. Lett. 1993. V. 20. P. 1623-1626.

Kennet B.L.N., Engdahl E.R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification // Geophys. J. Int. 1991. V. 105. P. 429-465.

Kuskov O.L., Kronrod V.A. Core sizes and internal structure of the Earth's and Jupiter's satellites // Icarus. 2001. V. 151. P. 204-227.

McDonough W.F. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 101. P. 1-18.

Pollack H.N., Hurter S.J., Johnson J.R. Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the global data set // Rev. Geophys. 1993. V. 31. P. 267-280.

Sobolev S.V., Zeyen H., Stoll G. et al. Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central including effects of composition, mineral reactions, anharmonicity, anelasticity and partial melt // Earth Planet. Sci. Lett. 1996. V. 139. P.147-163.

Кронрод В.А., Кусков О.Л. Определение тепловых потоков и генерации радиогенного тепла в коре и литосфере по сейсмическим данным и поверхностным тепловым потокам // Геохимия, 2006, № 10. С. 1119=1124.

Кусков О.Л., Кронрод В.А. Базовые термодинамические модели верхней мантии Земли // 1994. Геохимия, № 10. С. 1384-1398.

Кусков О.Л., Кронрод В.А. Об определении температуры континентальной верхней мантии Земли по геохимическим и сейсмическим данным // Геохимия. 2006. №3. С. 267-283.

The main objective of the present study is to infer the chemical composition and thermal state of the continental litoshpere by inverting the seismic data. A feature inherent in the solution of the thermophysical inverse problem obtained in this paper is the use of constraints derived from the temperature reconstruction by seismic data inversion. As a result, the composition, the analytical dependence of the temperature on depth, the intensity of radiogenic heat sources in the crust, and heat flow components in the crust and lithosphere are determined.

ЛЕДЯНОЙ НЕДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЙ СПУТНИК ЮПИТЕРА КАЛЛИСТО

Кронрод В.А., Макалкин А.Б., Кусков О.Л.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН)

va_kronrod@mail.ru

INTERNAL STRUCTURE OF PARTIALLY DIFFERENTIATED CALLISTO

Kronrod V., Makalkin A., Kuskov O.
Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Система Юпитера, представляющая собой миниатюрный аналог Солнечной системы, состоит из четырех регулярных (галилеевых) спутников – безводной Ио и ледяных или водно-ледяных - Европы, Ганимеда и Каллисто и множества остальных спутников меньшего размера. Средние плотности Ио, Европы, Ганимеда и Каллисто регулярным образом уменьшаются с увеличением расстояния от центрального тела, что указывает на более высокое содержание льда H_2O в составе внешних спутников. В соответствии с моделями протопланетного околосолнечного диска [Макалкин 2003, 2004] высокая светимость прото-Юпитера препятствовала конденсации льда на близких расстояниях от планеты. На расстояниях орбиты Европы температуры уже могли быть близки, а на расстояниях орбит Ганимеда и Каллисто существенно ниже температуры конденсации водяного пара. Размеры Каллисто и Ганимеда сопоставимы с размерами Меркурия. Каллисто обладает наименьшей средней плотностью (~1.83 г/см^3) из всех галилеевых спутников - втрое меньше, чем у Меркурия, но близко к плотности Ганимеда ((~2 г/см^3). В зависимости от состава ядра и степени дифференциации давления в центре Каллисто и Ганимеда близки к 50-100 кбар, соответственно. Плотности Каллисто и Ганимеда указывают на то, что они состоят из смеси льдов H_2O и каменного или точнее железокаменного материала в примерно равной пропорции.

В процессе тепловой эволюции спутники могли дифференцироваться на водно-ледяную оболочку, силикатную мантию и металлическое ядро. Если при этом достигались температуры дегидратации водосодержащих фаз, то происходила потеря воды, которая также вошла в состав ледяной оболочки. Сильные ограничения на внутреннее строение ледяных спутников можно вывести из данных «Галилео» и «Кассини-Гюйгенс» по гравитационным и магнитным полям.

Обобщенную модель внутреннего строения Ганимеда можно представить в следующем виде [Kuskov, Kronrod 2001, Кусков., Кронрод 1998]. Спутник состоит из центрального железо-сульфидного ядра, обогащенного железом, с радиусом 600-700 км, силикатной мантии L/LL хондритового состава

мощностью 1000-1100 км, окруженной внешней водно-ледяной оболочкой мощностью 800-900 км. Каллисто представляет особый случай планетарного тела, состоящего из водно-ледяной (или чисто ледяной) оболочки, каменно-ледяной области (мантии), в которой не происходило разделение льда и скального материала, и железокаменного ядра (свободного от льда) [Кронрод, Кусков 2003, 2005, Kuskov, Kronrod 2005]. Расчеты совершенно определенно показывают, что подобная Ганимеду трехслойная модель полностью дифференцированного спутника не может быть реализована для Каллисто. Несмотря на то, что по своим размерам и массе Каллисто лишь немного уступает Ганимеду, особенности аккреции и последующая тепловая эволюция двух спутников привели к существенным различиям их внутреннего строения.

Анализ потенциально возможных моделей внутреннего строения Каллисто со сплошной ледяной оболочкой показывает, что однослойная модель с постоянной концентрацией льда от поверхности до центра, равно как и двухслойная модель спутника, дифференцированного на ледяную оболочку и железокаменное ядро, не реализуются. Возможны трехслойные модели с ледяной оболочкой мощностью вплоть до ~320 км и железокаменным ядром с радиусом 1000-1300 км в различных сочетаниях с каменно-ледяной мантией. Эти модели не исключают варианты двухслойного строения Каллисто (ледяная литосфера + каменно-ледяная мантия или каменно ледяная мантия + железокаменное ядро) и однослойную модель спутника, состоящего только из каменно-ледяной мантии с переменной по глубине концентрацией льда. Наличие каменно-ледяной мантии является специфической характеристикой Каллисто, что приводит к кардинальным различиям в строении Каллисто и Ганимеда. Валовая концентрация H_2O в спутнике с учетом химически связанной воды может находиться в диапазоне 49-55 мас.%.

Возникает вопрос, что является причиной недифференцированного характера внутреннего строения Каллито. Вероятно, существовала совокупность факторов, которые привели к столь разительному различию во внутреннем строении Ганимеда и Каллисто. Мы рассмотрим влияние процессов абляции, торможения и разрушения на размеры малых космических тел (МКТ) в аккреционном диске Юпитера, что в свою очередь, определяло характерные размеры тел, участвующих в процессах аккреции спутников Юпитера.

В работах [Kuskov, Kronrod, 2001, Кусков, Кронрод 1998] показана возможность построения железокаменных ядер (спутников без ледяных оболочек) всех трех спутников (Ио, Европы и Ганимеда) из состава близкого к L/LL-хондритам, что говорит о вероятной изохимичности валового состава спутников без ледяных оболочек. В недавней работе [Kronrod, Kuskov 2006] исследованы изохимические модели галилеевых спутников. Полученные из условий изохимичности оценки валового состава железокаменной составляющей Ио, Европы и Ганимеда показывают, что выведенные величины геохимических параметров также близки к таковым в L- и LL-хондритах. Изохимичность состава трех галилеевых спутников подразумевает

изохимичность железокаменного материала, из которого сформировались спутники. Если это так, то P-T условия аккреционного протодиска в зонах формирования спутников не приводили к химической дифференциации железокаменной составляющей по радиусу диска. Отсюда следует, что температуры в диске на орбитах Ио, Европы и Ганимеда не достигали температур испарения железа и Fe-Mg-силикатов и Fe-Si материал, из которого формировались спутники, должен отражать химический состав солнечного диска на орбитах Юпитера.

Полученные результаты независимо подтверждаются работами в области моделирования процессов в аккреционном диске Юпитера. Мало массивные модели аккреционного диска [Макалкин, 2003] предполагают плотность близкую к фоновой плотности солнечного диска (давление в средней плоскости диска менее 10^4 бар) и низкую температуру; т.е. юпитерианский мало массивный диск, несмотря на вязкий нагрев, остается достаточно холодным из-за своей малой поверхностной плотности и оптической толщины. Из-за столь низких температур лед становится устойчивым на орбите Ганимеда, а водосодержащие минералы на орбите Европы.

Условия существования мало массивного аккреционного диска подразумевают существование постоянного притока массы в диск в виде малых космических тел (МКТ), захваченных Юпитером. При вхождении МКТ в диск на эти тела действует аэродинамические силы взаимодействия МКТ с газовой средой диска [Бронштэн, 1981]. В зависимости от размеров, скорости входа в диск, плотности МКТ, расстояния от Юпитера и плотности газовой среды в диске, поведение МКТ в диске будет различным. МКТ больших размеров могут пройти через диск без существенного торможения и не вернуться в него, в то время как МКТ малых размеров уменьшат скорость и останутся в диске. Вместе с процессами торможения следует учитывать абляцию МКТ в диске [Re Velle 2002] и возможное разрушение от аэродинамических нагрузок [Григорян 1979, Иванов Рыжанский 2004]. После фрагментации МКТ на несколько частей каждый фрагмент может затем затормозиться и остаться в диске или же пройти через диск. Все вышеперечисленные процессы существенно зависят не только от материала МКТ, но и от места вхождения МКТ в диск. Возникает вопрос, какого размера и из какого вещества МКТ могут быть заторможены и затем захвачены аккреционным диском.

В настоящей работе рассматривается проблема прохождения планетезимали через аккреционный диск Юпитера с учетом процессов торможения, абляции и разрушения в результате взаимодействия с газовой средой диска. При проведении количественных оценок за основу были использованы известные модели взаимодействия малых астероидов с земной атмосферой [Петров, Стулов 1975, Бронштэн 1981] с последующей модификацией. Оценки условий разрушения планетезималей проведены по статистической теории разрушений [Цветков, Скрипник 1991] и по модели равенства упругой энергии в теле за счет сил аэродинамического давления

работе разрушения планетезимали [Иванов 1994]. Получены оценки максимальных размеров планетезималей для зон питания галилеевых спутников как функции плотности материала планетезималей и расстояния от Юпитера.

Особенности строения ледяных галилеевых спутников, возможно, связаны с процессами прохождения МКТ через диск Юпитера. Сравним размеры и массы МКТ, остающиеся в диске на орбитах Ганимеда и Каллисто. Состав планетезималей, из которых сформировались спутники неизвестен. Если оценивать по валовому составу Ганимеда и Каллисто [Kuskov, Kronrod, 2001, 2005], то планетезимали в среднем должны были состоять из смеси железокаменной составляющей (≈ 50 мас %) и водяного льда (≈ 50 мас %). Состав планетезималей отражает состав МКТ, остающихся в диске, то есть МКТ в среднем вероятно состояли из 50% по массе смеси породы и льда. Можно ожидать, что механические свойства МКТ из смеси породы и льда лежат между свойствами, присущими породе и свойствами пористого льда (материала комет). В первом приближении положим, что предел прочности и коэффициент абляции композитного материала из пористого льда и породы оценивается по плотности аналогично другим материалам. Плотность породы задается близкой к средней плотности Ио - 3.5 г см^{3}, пористого льда – 0.3 г см^{3}. Плотность каменного ледяного композита 0.55 г см^{3} вычисляется из допущения, что масса льда составляет ≈ 50 мас %. В этом случае радиусы МКТ из каменного ледяного композита оцениваются от 11 м на орбите Каллисто, 27 м на орбите Ганимеда до 137 м на орбите Ио. МКТ с радиусами до 33 м на орбите Каллисто и 78м на орбите Ганимеда теряют в диске половину своей массы за счет абляции. Масса МКТ, остающаяся в диске за счет торможения и абляции, на орбите Ганимеде приблизительно в 15 раз превышает аналогичную массу на орбите Каллисто. Разрушаются от аэродинамических нагрузок на орбитах Ганимеда и Каллисто МКТ с радиусами R >9 м и R >59 м, соответственно. Здесь предполагается, что МКТ фрагментируются в основном на 2-3 объекта, которые на орбите Каллисто не тормозятся в диске. Из вышеприведенных оценок следует, что на орбите Ганимеда тормозятся и остаются в диске или фрагментируются и затем остаются в диске МКТ льда всего спектра размеров, тогда как на орбите Каллисто - МКТ с радисами не более 11 м. Здесь Это обстоятельство могло привести к значительной разнице в потоке массы в единицу времени на Ганимед и Каллисто при их аккреции. Приповерхностные области на Ганимеде прогревались до температуры, достаточной для дифференциации льда и железокаменной компоненты, что и привело к полной дифференциации спутника. Аккреционный поток массы в единицу времени на Каллисто был существенно меньшим, поверхность в среднем успевала охлаждаться до температуры конденсации льда, поэтому недра Каллисто представляли гомогенную смесь льда и железокаменной компоненты. Последующая тепловая эволюция не привела к дифференциации спутника, поскольку возникшая субсолидусная твердотельная конвекция эффективно отводила тепло,

поступающее от радиогенных источников, и предотвратила нагрев льда до температуры ликвидуса.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-64308), программ ОНЗ-6 и Президиума РАН №9 и 18.

ЛИТЕРАТУРА

Kuskov O.L., Kronrod V.A. Core sizes and internal structure of the Earth's and Jupiter's satellites // Icarus. 2001. V. 151. P. 204-227.

Kuskov O.L., Kronrod V.A. Internal structure of Europa and Callisto // Icarus. 2005. V. 177. P. 550-569.

Re Velle D. O. Fireball dynamics, energetics, ablation, luminosity, and fragmentation modeling. Proceedings, Asteroids, Comets, and Meteors 2002 Conference. ESA SP-500. Noordwijk: European Space Research and Technology Research Center. pp. 127-136.

Бронштэн В.А. Физика метеорных явлений. 1981 Москва. Наука. 416 стр.

Григорян С.С. О движении и разрушении метеоритов в атмосферах планет\\ Космические исследования. Т. 17. № 6 . 1979 с. 875-893.

Иванов А.Г. Динамическое разрушение и масштабные эффекты.\\ Журнал прикл. мех. и технич. физики. 1994. №3. С. 116-131.

Иванов А.Г., Рыжанский В.А. Модель рассеяния фрагментов малого космического тела в атмосфере планет // ДАН, 2004, Т.398, № 6, с. 759-763

Кронрод В.А., Кусков О.Л. Химическая дифференциация галилеевых спутников Юпитера: 1. Строение водно-ледяной оболочки Каллисто // Геохимия. 2003. № 9. С. 968-983.

Кронрод В.А., Кусков О.Л. Химическая дифференциация галилеевых спутников Юпитера: 3. Модели внутреннего строения Каллисто // Геохимия. 2005. № 4. С. 355-368.

Кронрод В.А., Кусков О.Л. Химическая дифференциация галилеевых спутников Юпитера: 4. Изохимические модели состава Ио, Европы и Ганимеда // Геохимия. 2006, № 6, 579-596.

Кусков О.Л., Кронрод В.А. Модели внутреннего строения спутников Юпитера - Ганимеда, Европы и Каллисто // Астроном. Вестн. 1998. Т.32. № 1. С. 49-57.

Макалкин А.Б. Особенности эволюции вязкого протопланетного околосолнечного диска // Астрон. вестн. 2004. Т. 38. № 6. С. 559-576.

Макалкин А.Б. Проблемы эволюции протопланетных дисков // Современные проблемы механики и физики космоса / Под ред. В.С. Авдуевского, А.В. Колесниченко. М.: Физматлит. 2003. С. 402-446.

Петров Г.И., Стулов В.П. Движение больших тел в атмосферах планет \\ Космические исследования. Т. 13. 4. 1975 с. 587-594.

Цветков В.И., Скрипник А.Я. Атмосферное дробление метеоритов с точки зрения их механической прочности\\ Астрономический вестник. 1991. №3, 364-370.

Models of the internal structure of completely differentiated Ganymede and partially differentiated Callisto have been constructed. The internal structure of the Ganymede and Callisto are highly dependent upon the thermal structure and initial chemical composition of the accretion disk. We present a discussion about bolide passage through the Jovian Accretion Disk's gas including the effects of dynamics, energetics, ablation, and fragmentation, including bolides porosity.

ИССЛЕДОВАНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ УГЛЕВОДОРОДНЫХ СМЕСЕЙ МЕТОДОМ СТАТИЧЕСКОГО И ДИНАМИЧЕСКОГО РАССЕЯНИЯ СВЕТА

Курьяков В.Н., Городецкий Е.Е., Дешабо В.А., Косов В.И., Юдин Д.И., Юдин И.К.
Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия

kouryakov@OGRI.ru

В настоящее время в связи с ростом цен на углеводородное сырье становятся рентабельными такие технологии, как разработка глубокозалегающих углеводородных месторождений, многие из которых находятся в околокритическом состоянии. В связи с этим, становится актуальной задача изучения физических свойств углеводородных смесей в окрестности критической точки.

В настоящей работе исследована трехкомпонентная углеводородная смесь метан-пропан-пентан с мольной концентрацией 0.5-0.35-0.15, соответственно. Основным методом исследования было измерение статического и динамического рассеяния света в широком интервале термодинамических параметров системы. В частности, с целью определения критических параметров смеси температурные зависимости интенсивности и спектрального состава рассеянного света были измерены на одиннадцати различных изохорах, включая критическую. В широкой окрестности критической точки были определены: фазовая диаграмма данной смеси, аномалия интенсивности рассеянного света и коэффициента диффузии смеси, а также, определена критическая температура с погрешностью 0,05 К (0,1%) и критическая плотность с погрешностью 0,02 (6%) г/см^3.

Высокая точность экспериментальной техники позволила также проверить такие тонкие эффекты, как ренормировки критических показателей и другие универсальные соотношения, вытекающие из флуктуационной теории критических явлений.

Разработанная экспериментальная техника позволяет с высокой точностью определять критические параметры многокомпонентных газовых смесей, что является важной задачей в разработке нефтегазовых месторождений.

Работа выполнена при поддержке компании Schlumberger Oilfield Services.

ИЗМЕРЕНИЕ ВЯЗКОСТИ ЖИДКИХ УГЛЕВОДОРОДОВ МЕТОДОМ ДИНАМИЧЕСКОГО РАССЕЯНИЯ СВЕТА

Курьяков В.Н., Коротовских В.А.
Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия

kouryakov@OGRI.ru

В настоящей работе представлены результаты и их обсуждение по применению метода динамического рассеяния света для бесконтактного измерения вязкости жидких углеводородов.

Метод динамического рассеяния света позволяет измерять коэффициент диффузии оптических неоднородностей, на которых рассеивается свет. Средний радиус таких неоднородностей связан с коэффициентом диффузии формулой Эйнштейна-Стокса для броуновских частиц, в которую также входит вязкость. Таким образом, для частиц с известным радиусом, измеряя коэффициент диффузии методом динамического рассеяния света, можно измерить вязкость среды, в которой эти частицы находятся. Соответственно, возможна и обратная задача, измерение среднего радиуса частиц в среде с известной вязкостью.

Для данной работы были подобраны наночастицы Aerosil образующие устойчивые суспензии в жидких углеводородах и природных нефтях. В эталонных жидкостях, с известной из справочных таблиц вязкостью, методом динамического рассеяния света определен средний размер частиц и исследована устойчивость полученных суспензий. Добавление, в качестве центров рассеяния света, наночастиц Aerosil в образец нефти менее чем 0,01% массовой доли позволяло измерить коэффициент диффузии этих частиц и определить вязкость образца нефти. Измеренная методом динамического рассеяния света температурная зависимость вязкости нефти хорошо согласуется с измерениями температурной зависимости вязкости того же образца нефти на вибрационном вискозиметре.

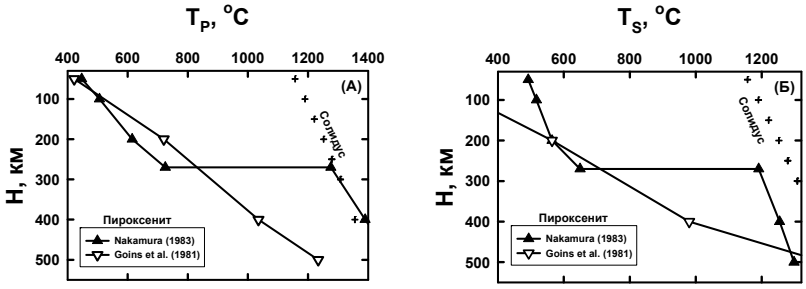
СОВМЕСТНОЕ ОБРАЩЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ В ПРОФИЛИ ТЕМПЕРАТУРЫ В МАНТИИ ЛУНЫ

Кусков О.Л., Кронрод В.А.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва

kuskov@geokhi.ru

Введение. Температура лунных недр остается одним из наиболее дискуссионных и неопределенных физических параметров. Тепловой истории Луны посвящено много работ, хотя по данным экспедиций "Аполлон-15 и 17" (Langseth et al., 1976) известны оценки теплового потока всего в двух точках поверхности Луны. Кроме того, существуют данные по электропроводности и профилям скоростей распространения продольных и поперечных волн в мантии (*Nakamura*, 1983; *Lognonné et al*., 2003; *Lognonné*, 2005; *Gagnepain-Beyneix et al.,* 2006; *Khan et al*., 2000, 2007). Эти данные, а также высокая добротность лунных недр (Q = 4000-7000 для *P-, S*-волн на глубинах до 500 км) существование масконов и глубокофокусных свидетельствуют о том, что распределение температуры в мантии должно быть ниже температуры солидуса по крайней мере до глубин порядка 1000 км.

Подход. Решение обратной задачи состоит в обращении сейсмического профиля в профиль температуры при некотором заданном составе. Процедура решения прямой и обратной задач осуществлена с помощью метода минимизации свободной энергии Гиббса и уравнений состояния мантийного вещества. Здесь мы используем метод расчета профилей температуры (T_P, T_S) из скоростей распространения сейсмических *P*- и *S*-волн с учетом эффектов фазовых превращений, ангармонизма и неупругости, предложенный в работах (*Kuskov et al*., 2006; *Кусков*, *Кронрод,* 2006, 2007). Восстановленные профили температуры позволяют, во-первых, оценить общие погрешности теплового поля, во-вторых, выявить предпочтительность того или иного состава мантии, а в-третьих, определить степень неопределенности и/или несогласованности сейсмического строения Луны.



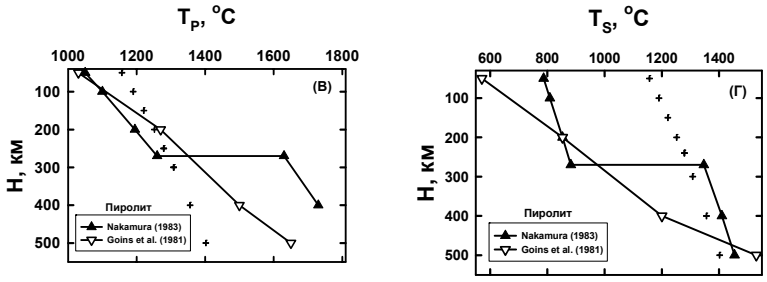


Рис. 1. Распределение температур (T_P, T_S) в верхней мантии Луны, выведенное из ранних сейсмических определений (Goins et al., 1981; Nakamura, 1983) и петролого-геохимических ограничений для пироксенитового и пиролитового составов. Солидус (кресты) – данные Ringwood, Essene (1970) для пироксенитового состава и Hirschmann (2000) для перидотитового состава.

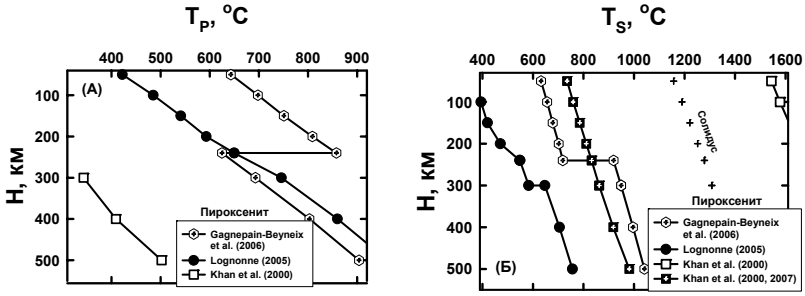


Рис. 2. Распределение температур (T_P, T_S) в верхней мантии Луны, выведенное из недавно опубликованных сейсмических данных (Lognonné, 2005; Gagnepain-Beyneix et al., 2006; Khan et al., 2000, 2007) и петролого-геохимических ограничений для пироксенитового и пиролитового составов. Из-за очень больших погрешностей в скоростях упругих волн по моделям Хана и др. профили T_P рассчитаны из скоростей V_P (50-500 км) = 8 км/с (Khan et al., 2000), а профили T_S рассчитаны из следующих значений V_S (50-500 км) = 4 км/с (Khan et al., 2000) и V_S (50-500 км) = 4.4 км/с (Khan et al., 2000, 2007). Солидус (кресты) – данные Ringwood, Essene (1970) для пироксенитового состава и Hirschmann (2000) для перидотитового состава.

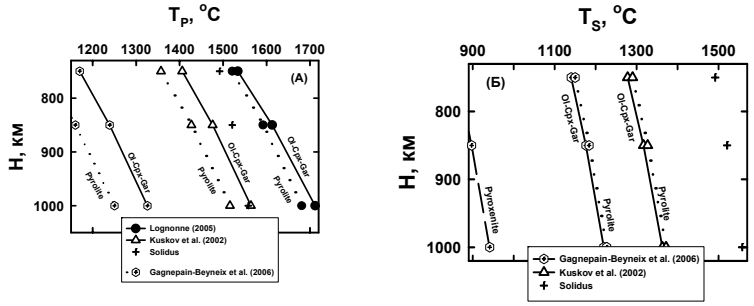


Рис. 3. Распределение температур (T_P, T_S) в нижней мантии Луны, выведенное из сейсмических моделей (Lognonné, 2005; Gagnepain-Beyneix et al., 2006; Kuskov et al., 2002). Композиционные модели – пироксенит, оливин-клинопироксен-гранат (Ol-Cpx-Gar) и пиролит. Солидус (кресты) – данные Ringwood, Essene (1970) для пироксенитового состава и Hirschmann (2000) для перидотитового состава.

Результаты. Результаты решения обратной задачи по восстановлению температур в мантии Луны из сейсмических данных приведены на рис. 1-3 для моделей фиксированного состава, в качестве которых использованы: оливиновый пироксенит и оливин-клинопироксен-гранатовый состав (*Kuskov, Kronrod,* 1998) и пиролит (*McDonough*, 1990).

Обсуждение результатов. *И*з результатов расчетов температурного поля по сейсмическим данным (рис. 1-3) можно сделать следующие выводы: (1) верхняя мантия Луны имеет пироксенитовый состав, отличный от пиролитового (перидотитового) состава верхней мантии Земли; (2) пироксенитовый состав приводит к разумным температурам верхней мантии Луны; (3) нижняя мантия имеет оливин-клинопироксен-гранатовый состав.

Заключение. Разработан метод восстановления профиля температуры в мантии Луны по сейсмическим и геохимическим данным. Процедура решения прямой и обратной задач осуществлена с помощью метода минимизации свободной энергии Гиббса и уравнений состояния мантийного вещества с учетом фазовых превращений, ангармонизма и эффектов неупругости. Для моделей фиксированного химического состава профили температуры выведены из профилей скоростей P- и S-волн. Решение обратной задачи показывает, что распределение температур в мантии Луны очень сильно зависит от сейсмической модели. *И*сследована чувствительность сейсмических моделей к составу и показано, что влияние химического и модального состава породы становится определяющим при конверсии скоростей в температурные эффекты. Приведены результаты расчетов температурного поля Луны.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-64151), программ ОНЗ-6 и Президиума РАН № 9 и 18.

ЛИТЕРАТУРА

Кусков О.Л., Кронрод В.А. Об определении температуры континентальной верхней мантии Земли по геохимическим и сейсмическим данным // Геохимия. 2006. №3. С. 267-283.

Кусков О.Л., Кронрод В.А. Состав, температура и мощность литосферы архейского кратона Каапвааль // Физика Земли. 2007. № 1. С. 45-66.

Gagnepain-Beyneix J., Lognonné P., Chenet H. et al. A seismic model of the lunar mantle and constraints on temperature and mineralogy // Phys. Earth Planet. Inter. 2006. V. 159. P. 140-166.

Goins N.R., Dainty A.M., Toksoz M.N. Lunar seismology: The internal structure of the Moon // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 5061-5074.

Hirschmann M.M. Mantle solidus: Experimental constrain and the effects of peridotit composition // Geochemistry Geophysics Geosystem. 2000. V.1. P. 1525-2027, doi. 2000GC000070.

Khan A., Connolly J.A.D., Maclennan J., Mosegaard K. Joint inversion of seismic and gravity data for lunar composition and thermal state // Geophys. J. Int. 2007. V. 168. P. 243–258.
Khan A., Mosegaard K., *Rasmussen K.L.* A new seismic velocity model for the Moon from a Monte Carlo inversion of the Apollo lunar seismic data // Geophys. Res. Lett. 2000. V. 27. P. 1591-1594.
Kuskov O.L., Kronrod V.A. Constitution of the Moon: 5. Constraints on composition, density, temperature, and radius of a core // Phys. Earth Planet. Inter. 1998. V. 107. P. 285- 306.
Kuskov O.L., Kronrod V.A., Annersten H. Inferring upper-mantle temperatures from seismic and geochemical constraints: Implications for Kaapvaal craton // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 244. P. 133-154.
Kuskov O.L., Kronrod V.A., Hood L.L. Geochemical constraints on the seismic properties of the lunar mantle // Phys. Earth Planet. Inter. 2002. V. 134. P. 175-189.
Langseth M.G., Keihm S.J. & Peters K. Revised lunar heat flow values. Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 7th. 1976. pp. 3143-3171
Lognonné P. Planetary seismology // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2005. V. 33. P. 571–604.
Lognonné P., Gagnepain-Beyneix J., Chenet H. A new seismic model of the Moon: implications for structure, thermal evolution and formation of the Moon // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V.211. P.27-44.
McDonough W. F. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 101 P. 1–18.
Nakamura Y. Seismic velocity structure of the lunar mantle // J. Geophys. Res. 1983. V. 88B. P. 677-686.
Ringwood A.E., Essene E. Petrogenesis of Apollo 11 basalts, internal constitution and origin of the Moon // Proc. Apollo 11th Lunar Sci. Conf. 1970. V. 1. P. 769-799.

One of the most difficult factors to determine is the present temperature of the lunar interior. Temperature and composition are the main parameters controlling seismic velocities. Based on self-consistent thermodynamic approach, we infer the temperature distribution models for the lunar mantle from absolute P- and S-wave velocities and geochemical constraints on composition. It has been shown that the lunar mantle is chemically stratified.

СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ МАГНИТНОЙ И НЕМАГНИТНОЙ ФРАКЦИЙ ИЗ ЭНСТАТИТОВОГО ХОНДРИТА ATLANTA EL6

Лаврентьева З.А., Люль А.Ю., Колесов Г.М.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН)

ugeochem@geochem.home.chg.ru

REE AND SOME OTHER TRACE ELEMENTS DISTRIBUTIONS OF MINERAL SEPARATES IN ATLANTA (EL6)

Lavrentjeva Z.A., Lyul A.Yu., Kolesov G.M.
V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, RAS, Moscow, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia.

Энстатитовые хондриты - наиболее восстановленное вещество в Солнечной системе. В химическом отношении энстатитовые хондриты характеризуются высокой степенью восстановления – это проявляется в распространенности металлического железа, в почти безжелезистом составе их силикатов и присутствии необычных сульфидов. Они содержат необычную ассоциацию минералов из-за того, что элементы, являющиеся типично литофильными в углистых и обыкновенных хондритах, обнаруживают сидерофильные и халькофильные свойства. Например, наибольшая часть Ca присутствует в энстатитовых хондритах в виде ольдгамита (Ca S), а никелистое железо содержит повышенное количество кремния. Необычное поведение типично литофильных элементов обусловлено очень низким давлением кислорода f (O_2) во время образования этих хондритов в Солнечной туманности [1] и в период их дальнейшей эволюции в их родительских телах [2,3]. Подобно другим классам хондритов энстатитовые хондриты претерпели сложную историю аккреции, так что металл и силикаты были смешаны в различных отношениях с материалом, образовавшемся при неполном равновесии, при том же самом давлении, но при более низкой температуре [4]. По содержанию общего железа энстатитовые хондриты разделяются на две группы: высокожелезистая EH и низкожелезистая EL. Как и в обыкновенных хондритах, в этих метеоритах наблюдаются широкие структурные вариации. Химический класс отражает доаккреционные процессы, а петрологический тип - процессы в родительском теле.

В настоящей работе получены новые данные по составам магнитной и немагнитной фракций в энстатитовом хондрите Atlanta EL6, которые рассматриваются с точки зрения космохимической истории энстатитовых хондритов. Основная цель работы – выяснение роли отдельных процессов в

эволюции металлической фазы, которые привели к образованию немагнитной сульфидной фазы.

Метеорит Atlanta найден в 1938 г. в Луизиане (США) в виде обломка весом 5.5 кг. Большая часть (1.97 кг) хранится в Лондоне, BMNH. Комитет по метеоритам АН СССР получил образец весом 49.26г.(№ 2611) [5]. Метеорит является брекчией, содержит богатые троилитом сантиметровые класты, заключенные в перекристаллизованной хондритовой матрице. Класты и матрица сложены одними и теми же минералами, отличаются лишь по содержанию троилита (11 6 вес % соответственно). Отсутствие кластов обыкновенных и углистых хондритов в любой из брекчий энстатитовых хондритов и отсутствие кластов энстатитовых хондритов, материалов, образованных в условиях высоких отношений pHs_2 /p O_2 в брекчиях обыкновенных и углистых хондритов подтверждают модель, что энстатитовые хондриты были образованы в местах, отдаленных таковых хондритов других групп [5]. Метеорит Atlanta классифицирован как EL6 (сод.Fe = 20.71÷ 28.95 и S =0.48 ÷4.44 масс %), хорошо раскристаллизован и практически не содержит хондр. Относится к хондритам из-за сходства химического и минералогического составов. Однако в отличие от метеоритов гр. EH он сложен менее железистым пироксеном, представленным ортоэнстатитом ($Fs_{0.04-044}$), содержит меньше Si в камасите (0.92-1.7 масс %), но больше Ca в плагиоклазе($An_{13.1-168}$). В нем нет найнинджерита, джерфишерита, ольдгамита, оливина и диопсида, но содржатся ферроалабандин, добреелит, сфалерит, осборнит и графит. Одной из составных частей хондрита Atlanta является магнитная фракция. Она представляет собой дисперсное вещество, компонентами которого являются камаситовые и шрейбрзитовые зерна от микронных до миллиметровых размеров. Камасит образует в основном крупнозернистую фракцию, а шрейберзит – мелкозернистую фракцию.

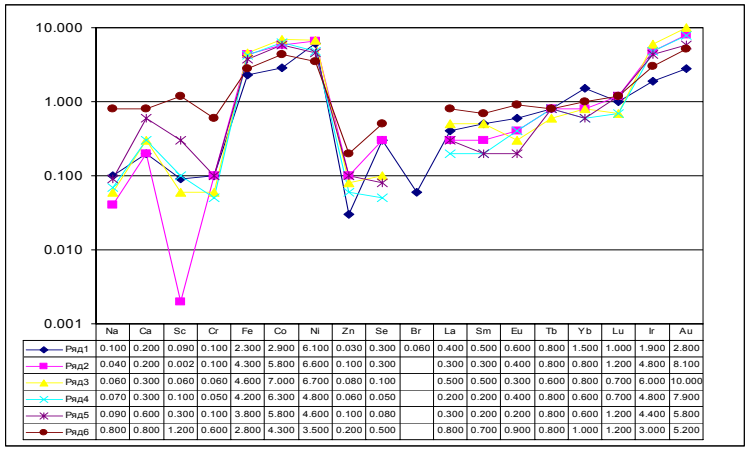
Экспериментальная часть. Для гранулометрических и химических исследований был взят энстатитовый хондрит Atlanta EL6. Вес образца ~1г. Для выделения металлической фазы образцы хондрита растирали вручную в яшмовой ступке под слоем этилового спирта, Fe,Ni-фазу отделяли ручным магнитом и магнитной иголкой. Далее ее многократно перечищали с постоянным контролем чистоты фракции под микроскопом МБС-2. Гранулометрический анализ металла и силиката проводили при помощи сит, размер сторон квадратных ячеек которых лежал в интервале от 45 мкм до 360 мкм. Сепарирование металлической и силикатной фаз начинали с наименьшего по размерам ячеек сита. Содержания микроэлементов во фракциях были измерены методом ИНАА. Для повышения точности определения содержания микроэлементов в веществе метеорита использована методика вычитания фона интенсивных фотопиков с жестким гамма-излучением [6].

Результаты и обсуждение. Проведено сравнительное изучение химического состава магнитной (Fe,Ni – фаза и шрейберзит) и немагнитной

(ортоэнстатит, троилит, добреелит, ферроалабандин, сфалерит, графит и осборнит) из брекчированного энстатитового хондрита Atlanta EL6.

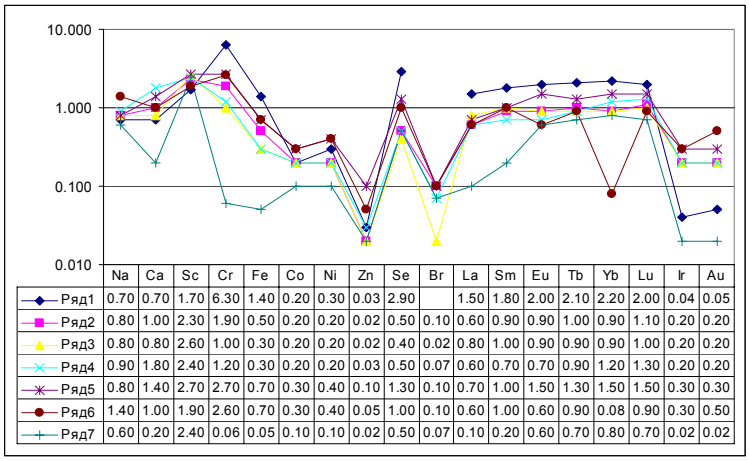
Особенности распределения микроэлементов во фракциях. **Магнитные фракции**. Агломерационный характер родительских тел хондритов отразился на распределении сидерофильных, халькофильных и литофильных элементов. Возможно, что при образовании никелистого железа и шрейберзита, сидерофильные элементы Fe, Ni, Co, Ir и Au сконцентрировались в магнитной фракции с размером зерен 71<d <100мкм. Литофильные (Na, Ca, Sc, Cr, РЗЭ) и халькофильные (Zn, Se) элементы с укрупнением частиц металла попали в самые крупные фракции (260<d<360мкм), за исключением Tb, который распределен равномерно во всех фракциях, а Yb (тугоплавкий летучий) попал в самую мелкую фракцию(1<d<45мкм). **Немагнитные фракции.** Основная часть литофильных тугоплавких элементов сконцентрировалась во фракции с размером зерен 1<d<45мкм. Таковыми являются La (1.5xC1) , Sm (1.8xC1) , Eu (2.0 x C1), Tb (2.1xC1), Yb (2.2xC1), Lu (2.0xC1), Cr (6.3xC1), из сидерофильных Fe, Ir и Au, из халькофильных - Se. Распределение Ni и Co в немагнитных фракциях более равномерное. Эти элементы сконцентрировались в самой крупной магнитной фракции 260<d<360мкм, а Zn обогащена фракция с размером зерен 160<d <260мкм, Se – накапливается в самой мелкой фракции 1<d<45мкм. Таким образом, поведение сидерофильных, литофильных и халькофильных элементов в магнитных и немагнитных фракциях резко различаются. (Рис 1,2 и 3.) Из 12 распределенных по размеру зерен фракций метеорита Atlanta проанализированных на содержание сидерофильных элементов, 6 магнитных фракций имеют отношение [(Fe/Ni)A/(Fe/Ni)C1] = 0.7(ср.) имеют значения ниже космического, а немагнитные фракции – 2.2 (ср.) выше, чем космическое. Этот факт свидетельствует о том, что основным процессом, контролирующим магнитную фазу, была сульфиризация металла в протопланетном облаке. Главным аргументом в пользу этого факта может являться то, что сульфиризация металла в энстатитовых хондритах происходила по камаситу с одновременным вытеснением Ni и образованием шрейберзита за счет превращения камасита в троилит. В метеорите Atlanta наблюдается типичная магматическая модель распределения сидерофильных элементов с Ir более обедненным, чем Au и Ni (магнитные фракции – Ir (1.9 – 6.0xC1), Au (2.8 – 10xC1), Ni (3.5 – 6.7xC1); немагнитные фракции - Ir (0.04 – 0.3xC1), Au (0.05 – 0.5xC1), Ni(0.04 – 0.3xC1). Измеренные в метеорите Atlanta содержания РЗЭ показали, что все фракции как с отрицательной так и и с положительной Eu аномалиями обеднены легкими РЗЭ, [Lu(A)/Lu(C1)/ [La(A)/La(C1)] сред.=3 (магнитные фр.) и 1.7 (немагнитные фр.). Ни Eu - аномалии, ни обеднение легкими РЗЭ нельзя объяснить небулярной конденсацией, по крайней мере, в солнечном газе.[7]. При изучении Кейлем и Рубином минералогического состава в метеорите Atlanta не был обнаружен ольдгамит. Возможно, что обнаруженные в гранулометрических фракциях спектры распределения РЗЭ с положительными Eu – аномалиями можно

объяснить присутствием плагиоклаза. Максимум метаморфических температур может быть определен по наличию энстатит – кремнезем – альбитовой (Э К А) эвтектике. Если все три фазы присутствуют и если метаморфические температуры превосходят эвтектическую величину, то силикатный расплав мог иметь место. Незначительное свидетельство для такого магматического события – текстурные и другие были найдены в энстатитовых хондритах, которые содержат энстатит, кремнезем и альбит. Не смотря на то, что это событие нельзя исключить из рассмотрения, есть предположение, что большинство Е-хондритов имеют экспериментальные температуры ниже, чем (Э К А) – эвтектика. Однако, интересно отметить, что Atlanta EL6 и Blitfield EL6 не содержат кремнезема. Магматический процесс, происходящий при температуре, приводящей к образованию (Э К А) эвтектики или даже при более высоких температурах, может привести к отделению расплава из основной области, в результате чего Е-хондритовый набор минералов может стать обедненным кремнеземом. Поэтому отсутствие кремнезема в этих двух метеоритах позволяет предположить, что они, возможно, испытали магматический процесс.[8,9].



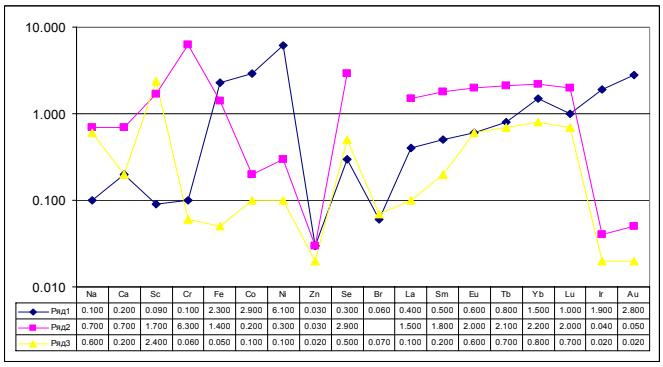
	Na	Ca	Sc	Cr	Fe	Co	Ni	Zn	Se	Br	La	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Ir	Au
Ряд1	0.100	0.200	0.090	0.100	2.300	2.900	6.100	0.030	0.300	0.060	0.400	0.500	0.600	0.800	1.500	1.000	1.900	2.800
Ряд2	0.040	0.200	0.002	0.100	4.300	5.800	6.600	0.100	0.300		0.300	0.300	0.400	0.800	0.800	1.200	4.800	8.100
Ряд3	0.060	0.300	0.060	0.060	4.600	7.000	6.700	0.080	0.100		0.500	0.500	0.300	0.600	0.800	0.700	6.000	10.000
Ряд4	0.070	0.300	0.100	0.050	4.200	6.300	4.800	0.060	0.050		0.200	0.200	0.400	0.800	0.600	0.700	4.800	7.900
Ряд5	0.090	0.600	0.300	0.100	3.800	5.800	4.600	0.100	0.080		0.300	0.200	0.200	0.800	0.600	1.200	4.400	5.800
Ряд6	0.800	0.800	1.200	0.600	2.800	4.300	3.500	0.200	0.500		0.800	0.700	0.900	0.800	1.000	1.200	3.000	5.200

Рис 1. Средние факторы обогащения редких элементов в магнитных фракциях из энстатитового хондрита Atlanta 1) 1<d<45мкм; 2) 45<d<71мкм; 3) 71<d<100мкм; 4) 100<d<160мкм; 5)160<d<260мкм; 6) 260<d<360мкм



	Na	Ca	Sc	Cr	Fe	Co	Ni	Zn	Se	Br	La	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Ir	Au
Ряд1	0.70	0.70	1.70	6.30	1.40	0.20	0.30	0.03	2.90		1.50	1.80	2.00	2.10	2.20	2.00	0.04	0.05
Ряд2	0.80	1.00	2.30	1.90	0.50	0.20	0.20	0.02	0.50	0.10	0.60	0.90	0.90	1.00	0.90	1.10	0.20	0.20
Ряд3	0.80	0.80	2.60	1.00	0.30	0.20	0.20	0.02	0.40	0.02	0.80	1.00	0.90	0.90	0.90	1.00	0.20	0.20
Ряд4	0.90	1.80	2.40	1.20	0.30	0.20	0.20	0.03	0.50	0.07	0.60	0.70	0.70	0.90	1.20	1.30	0.20	0.20
Ряд5	0.80	1.40	2.70	2.70	0.70	0.30	0.40	0.10	1.30	0.10	0.70	1.00	1.50	1.30	1.50	1.50	0.30	0.30
Ряд6	1.40	1.00	1.90	2.60	0.70	0.30	0.40	0.05	1.00	0.10	0.60	1.00	0.60	0.90	0.08	0.90	0.30	0.50
Ряд7	0.60	0.20	2.40	0.06	0.05	0.10	0.10	0.02	0.50	0.07	0.10	0.20	0.60	0.70	0.80	0.70	0.02	0.02

Рис 2.. Средние факторы обогащения редких элементов в немагнитных фракциях из энстатитового хондрита Atlanta. 1) 1<d<45мкм; 2) 45<d<71мкм; 3) 71<d<100мкм; 4) 100<d<160мкм; 5)160<d<260мкм; 6) 260<d<360мкм; 7) энстатит.



	Na	Ca	Sc	Cr	Fe	Co	Ni	Zn	Se	Br	La	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Ir	Au
Ряд1	0.100	0.200	0.090	0.100	2.300	2.900	6.100	0.030	0.300	0.060	0.400	0.500	0.600	0.800	1.500	1.000	1.900	2.800
Ряд2	0.700	0.700	1.700	6.300	1.400	0.200	0.300	0.030	2.900		1.500	1.800	2.000	2.100	2.200	2.000	0.040	0.050
Ряд3	0.600	0.200	2.400	0.060	0.050	0.100	0.100	0.020	0.500	0.070	0.100	0.200	0.600	0.700	0.800	0.700	0.020	0.020

Рис 3. Средние факторы обогащения редких элементов во фракциях из энстатитового хондрита Atlanta. 1) 1<d<45мкм (магнитная); 2) 1<d<45мкм (немагнитная); 3) энстатит.

Заключение. Из наблюдаемых различий в составах магнитной и немагнитной фракций следует, что наши данные по редким элементам ассоциируют с мнением о том, что метеорит Atlanta отражает основной процесс – сульфиризацию металла в протопланетном облаке и, вероятно, что имело место магматическое событие. Отсутствие в метеорите кремнезема, а также характер распределения сидерофильных и редкоземельных элементов позволяют предположить, что вещество метеорита Atlanta EL6 подвергалось частичному переплавлению за счет ударных процессов, явившихся также причиной брекчирования.

ЛИТЕРАТУРА

[1]Larimer J.W., Bartholomay M. The role of carbon and oxygen in cocmic gases: some applications to the chemistry and mineralogy of enstatite chondrites.// Geochim. Cosmochim. Acta, 1979, Vol. 43, №9, p.1456. [2] El Goresy A. The Qingzhen reaction: fingerprints of the EH planet. // Meteoritics, 1985, Vol.20, N4. p. 63. [3] El Goresy A. Woolum D.S., Ehlers K., Ivanov A.W. [4] Rubin A. The Atlanta enstatite chondrite breccia. // Meteoritics, 1983, 18 № 2 p.113. [5] Кваша Л.Г., Скрипник А.Я.. Каталог метеоритов коллекции АН СССР на 1 января 1977г. // Метеоритика, 1978, вып. 37, с. 17 [6] Шубина Н.А., Люль А.Ю., Лаврентьева З.А., Колесов Г.М. Применение компьютерного моделирования в нейтронно-активационном анализе метеоритного вещества. Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН», №1 (22), 2004 М: ОИФЗ РАН
2004http://www.scgis/.ru/russion/cp1251/hdgggms/1-2004/informbul-12004/planet-13pdf. [7] Bayton W.V. Fractionation in the solar nebula: condensation of Yttrium and the rare earth elements. / Geochim. Cosmochim. Acta, 1975, Vol.39, p.569.[8] Keil K. A mineralogical and chemical relationships among enstatitechondrites// J. Geophys. Res., 1968, 73, 6945. . [9] Rubin A.E. The Blithfield meteorite and the origin of sulfide -rich, metal-poor- dsts and inclusions in breciated enstatite chondrites. // Earth planet. Sci. Lett., 1984, V 67, p. 273.

In the present paper the results of elemental abundances in separated grain-sized magnetic and nonmagnetic fractions, enstatite from Atlanta are reported. From observed differences of compositions of magnetic and nonmagnetic fractions it follows that our trace element data accord with this idea that Atlanta EL6 reflect main process – sulfurization of metal in protoplanetary nebula and, perhaps, that it may have undergone an igneous event.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВУЛКАНИТОВ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ (КАМЧАТКА) И ИХ ЗАВИСИМОСТЬ ОТ ГЕНЕЗИСА

Ладыгин В.М.[1], Фролова Ю.В.[1], Гирина О.А.[2], Блюмкина М.Е.[2]
[1]Московский Государственный Университет им.М.В.Ломоносова
[2]Институт вулканологии и сейсмологии ДВ

Вулкан Безымянный находится в самом центре Ключевской группы, располагаясь на склоне древнего вулкана Камень, за которым высится Ключевская сопка. Абсолютная высота вулкана до" последнего " крупного извержения 1956 г. составляла 3085 м, в настоящее время - около 2900 м. Возраст собственно вулкана Безымянный -5500 лет. После извержения 1956 г. вулкан .Безымянный стал одним из самых известных на Камчатке. Появились многочисленные публикации касающиеся различных научных аспектов, истории извержений, динамики развития вулкана, изучения строения и состава (Брайцева О.А 1982, 1990, Богоявленская Г.Е.1957,1976,1981, Гирина О.А. 1998), но совершенно не затрагивали свойств пород, образовавшихся при этих процессах.

Вулкан Безымянный отличается достаточно длительным периодом становления, во время которого образовались различные фации магматических образований -экструзивные купола, лавовые и пирокластические потоки. Так как все они имели, по-видимому, единый источник питания, но условия выхода на поверхность, длительность кристаллизации, а следовательно различные термодинамические и флюидные условия при которых происходило остывание и кристаллизация расплава - все это вызвало различный минералогический и структурно-текстурный облик породы и, соответственно, различные петрофизические свойства.

Конус вулкана сложен многочисленными лавовыми потоками, перемежающимися с прослоями обломочных пород. В непосредственной близости от него располагаются более 15 экструзий и различные лавовые потоки, частично связанные как с ними, так и непосредственно с самим вулканом. Начиная с 1956 из кратера вулкана происходили выбросы пирокластических потоков, часто большой протяженности и мощности.

Возрастными вопросами разделения вулканических образований (особенно это касается лав и экструзий) занимались Брайцева О.А. (1990), Богоявленская Г.Е. (1957), но, к сожалению, ряд экструзий и лавовых потоков не нашли еще своего положения в стратиграфической схеме.

Вулканогенные образования этого вулкана разнообразны - от дацитов до андезито-базальтов, с различными порфировыми вкрапленниками: плагиоклазами, ромбическими и моноклинными пироксенами, роговой обманкой, разнообразными структурами основной массы - гиалопилитовой, интерсертальной, микролитовой.

Экструзивные купола. У южного подножия вулкана и на южном склоне его располагаются более 15 латеральных вулканических куполов (нами

опробованы 14), отличающихся как по форме, так и по составу слагающих их лав. По возрасту, морфологии и степени эродированности купола можно разделить на две - три группы (Брайцева О.А. 1990):

1. Старые купола, образование которых, по-видимому, связано с начальным этапом деятельности (вторая половина позднего плейстоцена) - экструзивные купола Плотина, Гладкий и Правильный.

2. Молодые купола (вторая фаза оледенения) сформировались по типу тюйя, при подледных излияниях, связанные во времени с деятельностью западного кратера: купола Лохматый, Экспедиции, Побочный, Ступенчатый, Двуглавый, Зуб. Первые три - это типичные экструзивные купола, где нижние части покрыты глыбовой осыпью, а на вершине наблюдаются скальные выходы в виде обелисков. Они сложены роговообманковыми андезитами. Двуглавый и Ступенчатый образован более основными, пироксеновыми андезитами.

Помимо уже указанных, опробованы также экструзии Кулич, Пестрые хребтики, Высокая, возраст которых неопределен. Всего исследовано 119 проб.

Купола I группы. Наиболее древним экструзивным образованием является группа куполов объединенных названием "Плотина". Она представляет собой четыре слившихся вместе экструзивных купола. Слагают купол темно-серые, почти черные двупироксеновые андезиты. На той же прямой линии, что и "Плотина" располагаются два побочных купола - Гладкий и Правильный, которые по времени образования относятся к началу деятельности вулкана Безымянного. Они сложены роговообманково-пироксеновыми и роговообманковыми дацитами и андезито-дацитами, с характерной плитчатой отдельностью. **Купола II группы.** Наиболее ранними побочными образованиями этой группы, по-видимому, являются купола Ступенчатый и Двуглавый. Первый сложен темно-серым двупироксеновым андезитом, второй -темно-серыми, очень плотными андезитами со спорадическими вкрапленниками плагиоклаза (размером не более 0,2-0,3 см), небольшим количеством пироксена и очень редкими мелкими кристалликами роговой обманки. Купола Экспедиции, Лохматый, Побочный и Треугольный Зуб сложены серыми роговообманковыми андезитами. На месте взрыва в 1956 г. Вырос новый экструзивный конус «Новый» сложенный роговообманковыми андезитами.

Лавовые потоки. Брайцева выделяет 3 периода активизации (Б- I, Б – II, Б-III) и пять возрастных групп лавовых потоков (I, II, III,IV,V):

1.Вулканиты современных извержений вулкана Безымянный (период активизации Б-III)

2.Вулканиты периода активизации Б –II (1000-1350 л.н.): А). Лавовые потоки возрастной группы V (роговообманково- пироксеновые андезиты); Б). Лавовые потоки возрастной группы IV (двупироксеновые андезиты)

3. Вулканиты периода активизации Б- I (1700-2400 л.н.): А). Лавовые потоки возрастной группы III (двупироксеновые андезиты); Б). Лавовые потоки

возрастной группы II (двупироксеновые андезитобазальты); В). Лавовые поток возрастной группы I (около 3500 л.н.) (двупироксеновые андезитобазальты).

Породы периода Б-I охватывают широкий диапазон от андезитобазальтов до андезитов (содержание SiO_2 от 54 до 61.5 %). Вулканиты периода Б-II по составу отвечают андезитам с содержанием SiO_2 от 57 до 62 %. Лавы последнего современного этапа Б-III изменяют состав от андезитов в 1956 г. (59-60% SiO_2) до андезитобазальтов.

Самые древние породы - это андезибазальты с большим количеством (до 20-40 %) серийно-порфировых вкрапленников (размером от 0.3 до 1.5 мм) плагиоклазов и пироксенов (потоки возраста I). Основная масса представлена микролитами плагиоклазов, размером менее 0.1 мм с интерсертальной структурой.

Лавовые потоки слагающие склоны вулкана Безымянный представлены преимущественно андезитами и андезибазальтами. Они сложены порфировыми разностями, где вкрапленниками служат плагиоклазы (20-30%) и пироксены (15-25%), как ромбические так и моноклинные (последних больше). Основная масса сложена преимущественно микролитами плагиоклазов размером менее 0.1 мм, а пироксенов до 0.05 мм.

Остальные исследованные эффузивы были отобраны в ходе маршрутов, и привязкой, в основном, служили те или иные экструзии. Диагностировать их по возрасту не представлялось возможным, т.к. специальных исследований по поискам датированных тефровых горизонтов не проводилось.

Это различные породы –андезиты и андезитобазальты с различной структурой основной массы.

Из вновь образовавшегося конуса «Новый», произошло излияние несколько коротких лавовых потоков время излияние которых 1981-83 г.г. и 1986 г. Все они близки между собой как по морфологическим особенностям, так и по составу слагающих их лав.

Пирокластические потоки образовывались после извержения 1956 г.- т.е.имеют современный возраст. Все они сложены пироксеновыми андезитами. (Гирина О.А.1998).

Физико - механические свойства.

Всего из различных вулканогенных образований отобрано и исследовано более 260 образцов (51-пирокластические андезиты, 119 образцов из эструзивных куполов, 92 образца из лавовых потоков).

Отбор образцов для исследования проводился таким образом, чтобы охватить весь диапазон различных пород отличающихся, в первую очередь, по величине плотности, т.к. это, в первую очередь, изменяет остальные свойства.

Сравнительные характеристики физико-механических свойств различных вулканогенных фаций представлены в таблицах 1, 2, 3.

Физико-механические свойства вулканитов различного генезиса с различными структурами основной массы
Таблица №1

Группа	структ. О.М.	плотн г/см^3	плотн м г/см^3	Пори с%	Скор.пр. волн км/с	прочн. на одноос. ск. МПа	магн.вост*10^{-3}СИ
пирокл.	гиал.	1,89	2,74	34,9	2,10	36	6,7
	интер.	1,81	2,82	13,5	2,0	32,5	9,1
Экстр.	гиал.	2,15	2,76	19,5	2,6	75	7,2
	интер.	2,17	2,7	19.0	2,8	83	6,4
Лава	гиал.	2,67	2,76	9,3	3,8	35	9,3
	интер.	2,42	2,79	12,6	2,8	104	7,5

Физико-механические свойства вулканитов различного происхождения в зависимости от возраста
Таблица №2

Группа	Плотн. г/см^3	плотн минер. г/см^3	порист. %	скор.пр. волн км/с	прочн. на одноос. ск. МПа	магн.вост* 10^{-3}СИ
1.	1,85	2,78	24,5	2,6	34	7,9
2. А)	2,37	2,75	12,4	2,2	91	7,5
Б)	2,29	2,76	15,8	3,1	95	6,8
В)	2,16	2,75	24,5	2,6	76	6,4
3. А)	2,43	2,8	10,9	3,9	110	6,9
Б)	2,37	2,8	14,5	2,5	101	9,1

1.пирокластические потоки
2. Экструзии : А). современные Б) 1 группа В) 2 группа
3. Лава А) современные Б) Q2-4

Были построены графики зависимости скорости продольных волн (Vp) и прочности от плотности (основной параметр изменения остальных свойств).

Оказалось, что Vp совершенно не зависит от плотности (рис.№1), на что еще раньше указывалось (Ладыгин В.М. 1980), в то время как величина прочности имеет хорошую взаимосвязь с плотностью (рис №2). В пределах кривой, на участке с величиной пористости более 2.2 г/см^3 видно, что эта зависимость различна для каждой фациальной группы эффузивов.

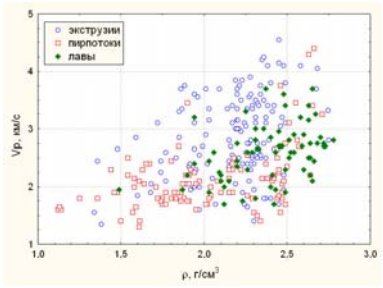


Рис.1

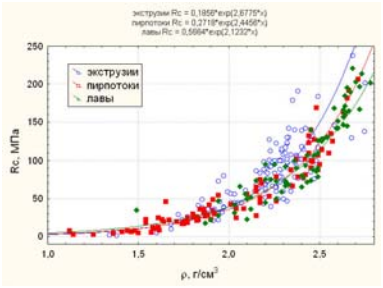


Рис.2

ЛИТЕРАТУРА

БогоявленскаяГ.Е. Вулкан Безымянный и его экструзивные образования. Бюллютень вулканологических станций 1957 №26 С.3-13

*Брайцева О.А., Кирьянов В.Ю.*О прошлой активности вулкана Безымянный по данным тефрохронологических исследований Вулканология и сейсмология 1982 № 6 С 44-45

*Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Богоявленская Г.Е.,Максимов А.П.*Вулкан Безымянный: история формирования и динамика активности.Вулканология и сейсмология 1990 №2 С 3-22

Гирина О.А. Пирокластические отложения современных извержений андезитовых вулканов Камчатки и их инженерно-геологические особенности. Владивосток Дальнаука 1998 173с

Ладыгин В.М., Никитин С.Н. О некоторых особенностях свойств молодых эффузивов Камчатки Вестник МГУ 1980 № 5 С.81-86

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ (08 – 05-0074-а и 07 – 05-00118-а)

ВЛИЯНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ НА ДВИЖЕНИЕ РАСПЛАВЛЕННЫХ ЖЕЛЕЗОСУЛЬФИДНЫХ ФАЗ

Лебедев Е.Б.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН)
leb@geokhi.ru

INFLUENCE OF PHYSICAL PROPERTIES ON THE MOTION OF MOLTEN IRON-SULFIDE PHASES

Lebedev E.B.
V.I.Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS (GEOKHI RAS), Moscow, Russia

Особенности движения и сегрегации металлических (Fe) и сульфидных фаз, условий формирования их расслоенных образований требуют дополнительных экспериментальных исследований.[12]* Методом высокотемпературного центрифугирования осуществлено моделирование процессов миграции и аккумуляции сульфидных (FeS) и металлических (Fe) фаз под действием силы тяжести при частичном плавлении модельного планетарного вещества (оливин-пикритовой и оливин-базальтовой смеси). Опыты проводились на высокотемпературной центрифуге при T=1300-1460°C со скоростью вращения 3000-6000 об/мин, т.е. с превышением гравитационного поля Земли в 2000-4000 раз. В системе модельного состава: оливин + ультраосновной расплав + жидкая металлическая фаза (Fe-95%, S-5%), 1400 °C, Δlogf02 (IW) = 2 при доле силикатной жидкости 10%. Эксперименты были выполнены при 1400-1450°C и $\Delta \log f_{O2}$(IW) = -2.1.

В соответствии с теоретическими представлениями и экспериментальными данными следует, что движение силикатной жидкости должно зависеть от физических свойств расплавов. Моделирования с использованием высокотемпературных центрифуг позволяет решать как фундаментальные научные, так и прикладные технологические задачи, получение однородных материалов (сплавов, стекол различного состава и т.д.). Экспериментальное изучение позволяет моделировать возможные механизмы аккумуляции и миграции расплава металлического железа от состава компонентов в системе металл-сульфид-силикат при контролировании физико-химических свойств расплавов (смачиваемости, межфазного натяжения, вязкости, кинетики изменения физических свойств взаимодействующих фаз, электрохимических свойств, ударных и механических направленных деформаций) при регулируемых окислительно-восстановительных условиях при малых количествах железа и серы в центробежном поле

Важное значение уделяется вязкости и межфазному натяжению.

Вязкость расплава магматических пород изменяется в очень широких пределах в соответствии с большим разнообразием пород и различием их химического состава. В значительной степени она определяется вязкостью расплавов минералов, составляющих породу. К сожалению, измерения вязкости расплавов минералов малочисленны. Имеющиеся данные показывают их определяющую роль. Вязкость расплавов альбита оказалась близкой к вязкости гранита и обсидиана; вязкость базальтов, диопсида близка к вязкости основных пород. Вязкость основных силикатных расплавов при температурах 1200-1400°С изменяется в диапазоне $\eta \sim 10^3$ - 10 пуаз. Вязкость силикатных расплавов изучали: Воларович и др., 1940; Сабатье, 1956; Шоу, 1963; Каррон, 1969; Мураси, МкБирней, 1970; Скарф , 1973; Персиков, 1972; Лебедев и др., 1975 и другие.

Малая вязкость базальтовых расплавов в первую очередь объясняется небольшим содержанием кремнекислоты и наличием железа. В условиях медленного охлаждения при температуре около 1150°С у базальта появляются кристаллы. После этого вязкость резко увеличивается. Наличие в расплаве кристаллов превращает гомогенную ньютоновскую жидкость в суспензию, для которой должны применяться такие понятия, как кажущаяся вязкость. В гомогенном расплаве вязкость базальта и других основных пород подчиняется линейной зависимости от температуры в соответствии с уравнением. Выше 1245°С расплав почти полностью гомогенен. Присутствует незначительное количество только темноцветных минералов. Поэтому никакой зависимости вязкости и напряжения сдвига в расплаве от времени не наблюдается.

Вязкость жидкого железа изучали: Самарин, Вартман, 1950; Доброхотов, 1951; Гельд, Баум, Петрушевский, 1974; Арсеньтьев, Коледов, 1076; Баум, 1979; Вайсбурд, 1996; Бражкин, Ляпин, 2000, и другие.

Вязкость жидкого железа значительно ниже вязкости расплавов силикатов $\eta \sim 10^{-2}$ Пас. Вязкость жидкого Fe под давлением представляет значительный интерес, поскольку, считается, что внешняя часть ядра Земли состоит из расплава на основе Fe. Для расплава железа под давлением также были получены малые величины, близкие к величинам $\eta \sim 10^{-2}$ Пас. (Бражкин, Ляпин, 2000).

Экспериментальные данные показывают, что движение и осаждение железа в силикатном расплаве должны также зависеть от соотношения и близости вязкости силикатного расплава и металлического расплава.

Межфазное натяжение $\boldsymbol{\sigma}$ на границах конденсированных фаз (жидкость - жидкость и жидкость - твердое тело) оказывает значительное влияние на многие явления во многих природных и технологических процессах. Во многих системах, особенно при достаточно высоких температурах, величина σ может сильно меняться в зависимости от времени **(t)** контакта фаз и присутствия примесных элементов от начального значения σ_o до конечного значения σ_c. Экспериментальные данные показывают, что контакт жидкостей с

различными твердыми веществами характеризуется различным смачиванием, изменением краевого угла. Это взаимодействие характеризуется работой адгезии. В случае, когда расплав не смачивает твердую породу, т.е. угол смачивания равен 180^{o}, расплав будет располагаться в виде отдельных капель. Если жидкость полностью смачивает породу, т.е. краевой угол равен 0^{o}, то расплав будет находиться в виде тонкой пленки по границам зерен.

Межфазное натяжение на границах силикатных и металлических фаз изучали: Есин, Гельд, 1956; Попель, 1994; Бальхауз, Эллис, 1996, и другие.

Экспериментальные исследования свидетельствуют о сложности механизмов сегрегации расплавленных металлических фаз в среде частично расплавленного силикатного вещества. Особенности движения и сегрегации металлических (Fe-Ni) и сульфидных фаз, формирование их расслоенных образований, проблемы извлечения из расплавов сульфидов и железа, образование ядер планетных тел требуют дополнительных экспериментальных исследований.

Результаты экспериментальных работ показывают, что сегрегация металлических фаз преимущественно может осуществляться при низких значениях вязкости силикатного расплава и низких значениях межфазного натяжения.

Результаты могут быть использованы при анализе геофизических и геохимических теорий, рассматривающих процессы крупномасштабного плавления восстановленного планетарного вещества на ранних этапах его существования в качестве возможного механизма аккумуляции материала металлического ядра.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранта 07-05-00630 и гранта по Программе фундаментальных исследований Президиума РАН № 18.

[12]* 1. Лебедев Е.Б., Кадик А.А., Кусков О.Л., Дорфман А.М., Луканин О.А. Движение сульфидных фаз в частично расплавленном силикатном веществе: приложение к проблеме образования планетарных ядер. Астрономический вестник, 1999 т.33, N 5,

2. E.B.Lebedev, A.A.Kadik, E.M.Galimov. Segregation of molten metal through partially molten silicate: simulation using a high temperature centrifuge. 32nd IGC - Florence, 2004; "T06.02 Geochemical environment of the genesis of life"

A simulation of the migration and accumulation of sulfide phases (FeS) under gravity and mechanical deformations, with the partial fusion of a model planetary substance (olivine-picrite mixture), was carried out in a high-temperature centrifuge. The separation and motion of sulfides in the intercrystalline space is shown to be in an intimate relationship with me degree of fusion of a silicate material.

The goal of this investigation was to study the influence of the oxygen fugacity, viscosity, effect of intergranular surfase tension, silicate matrix deformation on metal segregation in centrifugal fields.

ВЛИЯНИЕ ПРИМЕСНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ НА СВОЙСТВА ЖИДКИХ МЕТАЛЛОВ

Лебедев Е.Б., Кравчук И.Ф.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН)
leb@geokhi.ru

INFLUENCE OF IMPURITY ELEMENTS ON THE PROPERTIES OF MOLTEN METALS

Lebedev E.B., Kravchuk I.F.
V.I.Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS,(GEOKHI RAS) Moscow, Russia

Изучение движения и сегрегации металлических (Fe) и сульфидных фаз, в приложении к особенностям проблем образования ядер планетных тел требуют дополнительных экспериментальных исследований,[12*]. Методом высокотемпературного центрифугирования осуществлено моделирование процессов миграции и аккумуляции сульфидных (FeS) и металлических (Fe) фаз под действием силы тяжести. Проводилось экспериментальное моделирование возможных механизмов аккумуляции и миграции расплава металлического железа от состава компонентов и примесных элементов и контролировании физико-химических свойств расплавов (смачиваемости, межфазного натяжения, вязкости) при регулируемых окислительно-восстановительных условиях в центробежном поле.

Большое внимание уделяется влиянию примесных компонентов на межфазное натяжение и вязкость расплавов. Межфазное натяжение на границах силикатных и металлических фаз изучали: Есин, Гельд, 1956; Попель, 1994; Бальхауз, Эллис, 1996 и другие.

Сильно повышает поверхностное натяжение железа вольфрам. Обладают высокой капиллярной активностью и снижают поверхностное натяжение железа кислород и сера. Водород не снижает поверхностное натяжение железа (оно остается постоянным), азот снижает. Поверхностное натяжение железа снижают сильнее других элементов кислород, сера, селен и теллур.

Взаимное влияние компонентов влияет на их капиллярную активность или поверхностные свойства. С понижением концентрации серы капиллярная активность углерода убывает. Когда количество серы стремится к нулю, углерод практически не влияет на поверхностное натяжение железа. Увеличение концентрации углерода до 4,3 % при 1823 К (1550^{o}С) практически не приводит к изменениям. В присутствии серы с повышением концентрации углерода поверхностное натяжение расплава плавно убывает. Аналогичное влияние на капиллярную активность углерода оказывает кислород (Попель, 1994).

Значительное влияние на вязкость жидких металлов оказывает ряд примесных элементов. К ним относятся кислород, углерод, сера, фосфор. Кремний, марганец, хром, алюминий, никель, кобальт, германий, мышьяк

снижает вязкость железа; ванадий, тантал, ниобий, титан, вольфрам, молибден повышают вязкость, а медь, водород, азот не влияют на нее.

Имеющиеся в литературе данные по влиянию кислорода, углерода и серы на вязкость железа противоречивы, что связано с различной чистотой исследованных образцов. Водород не является поверхностно-активным элементом по отношению к железу. Незначительное действие водорода на вязкость сплавов железа связано с изменением активностей других присутствующих элементов. (Баум, Металлические жидкости, 1979)

Вязкость силикатных расплавов изучали: Воларович и др., 1940; Сабатье, 1956; Шоу, 1963; Каррон, 1969; Мураси, МкБирней, 1970; Скарф , 1973; Персиков, 1972; Лебедев и др., 1975 и другие. Вязкость расплава магматических пород изменяется в широких пределах в соответствии с большим разнообразием пород и различием их химического состава. Вязкость кислых силикатных расплавов при температурах 1200-1400°С изменяется в диапазоне $\eta \sim 10^7 - 10^4$ пуаз. Вязкость основных силикатных расплавов при температурах 1200-1400°С изменяется в диапазоне $\eta \sim 10^3 - 10$ пуаз. Малая вязкость базальтовых расплавов объясняется небольшим содержанием кремнекислоты и значительным наличием окислов железа. Вязкость расплавов железа изучали: Самарин, Вартман, 1950; Доброхотов, 1951; Гельд, Баум, Петрушевский, 1974; Арсеньтьев, Коледов, 1076; Баум, 1979; Вайсбурд, 1996; Бражкин, Ляпин, 2000, и другие.

Вязкость жидкого железа при температурах 1530°С значительно ниже вязкости расплавов силикатов и составляет $\eta \sim 5.10^{-2}$ пуаз (Бражкин, Ляпин, 2000). Вязкость основных силикатных расплавов при температурах 1400-1500°С при содержании около 50% FeO в диапазоне будет находиться $\eta \sim 1{,}5 - 1$ пуаз. Такого типа расплав может существовать в виде пленки между кристаллами оливина и капель железа.

Результаты экспериментальных работ показывают, что сегрегация металических фаз преимущественно может осуществляться при низких значениях вязкости силикатного расплава и низких значениях межфазного натяжения металлических и силикатных фаз.

Результаты могут быть использованы при анализе геофизических и геохимиических представлений, рассматривающих процессы крупномасштабного плавления модельного планетарного вещества в качестве возможного механизма аккумуляции материала металлического ядра планетного тела.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранта 07-05-00630 и гранта по Программе фундаментальных исследований Президиума РАН № 18.

[12]* 1. Лебедев Е.Б., Кадик А.А., Кусков О.Л., Дорфман А.М., Луканин О.А. Движение сульфидных фаз в частично расплавленном силикатном веществе: приложение к проблеме образования планетарных ядер. Астрономический вестник, 1999 т.33, N 5,

2. E.B.Lebedev, A.A.Kadik, E.M.Galimov. Segregation of molten metal through partially molten silicate: simulation using a high temperature centrifuge. 32nd IGC - Florence, 2004; “T06.02 Geochemical environment of the genesis of life”

A simulation of the migration and accumulation of sulfide phases (FeS) under gravity and mechanical deformations, with the partial fusion of a model planetary substance (olivine-picrite mixture), was carried out in a high-temperature centrifuge.

The goal of this investigation was to study the influence of impurity elements on the viscosity and intergranular surfase tension of molten metals on the metal segregation in centrifugal fields.

СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

Лобанов К.В.
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН)

lobanov@igem.ru

Беломорская пегматитовая провинция, охватывающая Карельское побережье Белого моря и юго-западную часть Кольского полуострова и подразделяется на два пегматитовых района Чупино-Лоухский и Енский (рис. 1, а). В беломорском комплексе мусковитовые пегматиты тяготеют к свитам глиноземистых гнейсов, занимающим определенное положение в разрезе и претерпевшим многоэтапную перекрестную складчатость и метаморфизм [1, 4, 7].

На основе геологических и петрографических данных в беломорском комплексе в Чупино-Лоухском районе Е.П.Чуйкиной [7] выделены пять свит: западная, котозерская, чупинская, хетоламбинская и керетская (рис. 1,б). Структурная закономерность локализации кустов пегматитовых жил Чупино-Лоухского района отражается также на гравиметрической схеме (рис. 1,в). При общем возрастании значений поля силы тяжести с северо-запада на юго-восток, отмечено, что все известные месторождения пегматитов приурочены к изометричным положительным аномалиям с повышенными значениями, отражающим участки проявления локальной тектономагматической активизации. Детальные гравиметрические исследования выявили приуроченность кустов жил пегматитов к участкам между полями локальных положительных и отрицательных аномалий, первые из которых присущи интенсивно мигматизированным гнейсам, плагиогранитам, а вторые интрузивам основных-ультраосновных пород, амфиболитам или слабо мигматизированным гнейсам. Эти данные подтверждают локальное проявление раннепротерозойской тектономагматической активизации в Чупино-Лоухском районе, в ходе которой происходили формирование пегматитовмещающих складчатых структур и локализация жил пегматитов [6].

В Чупино-Лоухском районе исследования были направлены на решение: 1) получение дополнительных характеристик о строении разреза беломорского комплекса и причинах литологического контроля мусковитовых пегматитов; 2) установление характеристик локальных пегматитоносных структур с особым вниманием к зонам вторичного рассланцевания [3].

Для изучение условий локализации пегматитовых месторождений Чупино-Лоухского района в качестве основных петрофизических параметров для формализованного описания разреза
беломорского комплекса и продуктивных горизонтов чупинской свиты, слагающих пегматитоносные складчатые структуры, были выбраны плотность пород и KAVp.

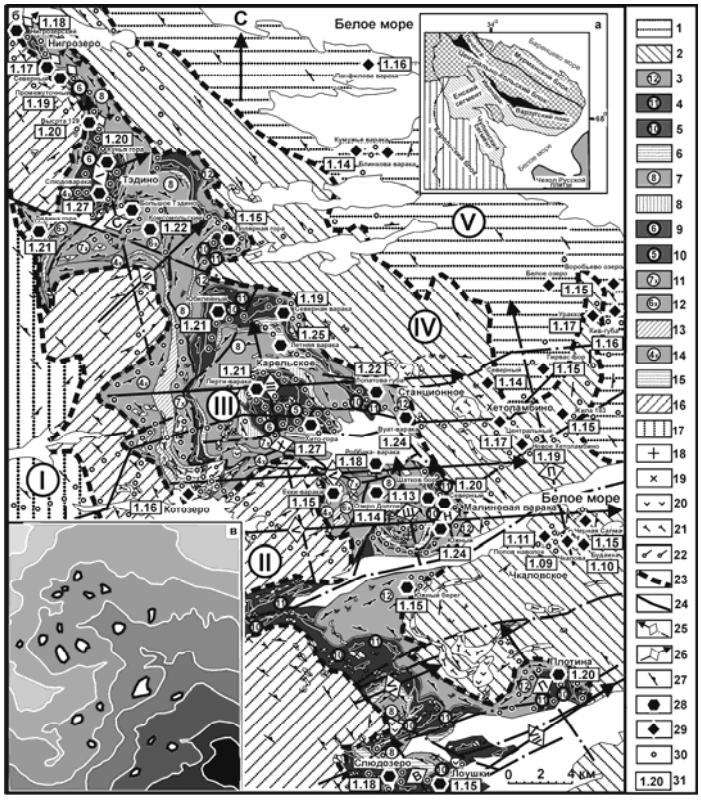


Рис. 1. Схема регионального размещения (а), геологического строения (б), гравитационного поля (в) в Чупино-Лоухском слюдоносном районе [3]. Составлена с использованием данных Е.П. Чуйкиной, Н.В.Горлова и др.

Беломорский комплекс: 1 - керетская свита – биотитовые гнейсы, 2 - хетоламбинская свита - амфибол-биотисовые гнейсы и амфиболиты; 3-15 - гнейсы и горизонты чупинской свиты: 3 - гранат-биотитовые и биотитовые 12, 4 – кианит-гранатовые 11, 5 - гранат-биотитовые 10, 6 – биотитовые и амфибол-биотитовые 9, 7 - гранат-биотитовые и кианит-гранатовые 8, 8 - амфибол-биотитовые и биотито-вые 7, 9 - гранат-биотитовые и кианит-гранатовые 6, 10 - гранат-биотитовые 5, 11 - биотитовые 7х, 12 - гранат-биотитовые 6х, 13 - амфибол-биотиотовые 5х, 14 -гранат -биотитовые 4х, 15 – биотитовые 3х; 16 – биотиотовые и амфибол-биотитовые гнейсы котозерской свиты; 17 – гранитогнейсы западной свиты; 18 - граниты; 19 - аплиты; 20 – основные-ультрасновные интрузии; 21- амфи-болиты; 22 - анортозиты; 23 – границы свит; 24 – границы между горизонтами чупинской свиты; 25-26 - оси антиклиналей: 25 -северо-западных; 26 - северо-восточных; 27 - разломы (а) залегание сланцеватости (б); 28-29 - месторождения и кусты жил пегматитов:28 - мусковитовых; 29 - керамических; 30 – места отбора ориентированные образцов, 31 – средние значения KAVp для гнейсов продуктивных горизонтов пегматитовых участков. Цифры в кружках номера продуктивных и перспективных на мусковитовые пегматиты горизонтов чупинской свиты. Северо-восточные и субширотные антиклинали: I – Тэдинская, II – Полярная, III – Пертиваракская, IV – Важенская, V – Малинововаракская, VI – Кябинская, VII – Лоушская. Северо-западные антиклинали: А – Сторонинская, Б – Хитогорская, В – Шатковоборская, Г – Нижнепулонгская, Д – Поповнаволокская, Е – Вицеваракская, Ж - Плотинская. Н – опорный профиль на поверхности через Чупино-Лоухский район.

Римские цифры в кружках – формализованные элементы свит: I - Западный, II –Котозерский, III – Чупинский, IV – Хетоламбинский, V – Керетский.

Изучение физико-механических свойств метаморфических пород в разрезе продуктивной чупинской свиты было проведено с учетом всех их разновидностей для 15 формализованных стратиграфических горизонтов верхней (5-12) и нижней (1^x-7^x) подсвит [7]. Глиноземитстые гнейсы продуктивных горизонтов обладают большими значениями плотности и KAVp по сравнению с другими горизонтами чупинской свиты [2, 3]. Такое существенное отличие пород продуктивных горизонтов 11, 10, (месторождения Плотина, Малиновая Варака, Слюдозеро, Полярная гора) и 6, 5 (Тэдино и Карельское) верхней подсвиты (плотность - 2.72-2.77 г/см^3, KAVp - 1.13-1.16), и перспективных на мусковитовые пегматиты горизонтов 12 и 8 той же подсвиты (2.72-2.74 г/см^3 и 1.11-1.13), а также горизонтов и 7^x, 6^x, 4^x нижней подсвиты (2.70-2.75 г/см^3 и 1.10-1.12) объясняется особенностью их литологического состава, метаморфизма и степенью мигматизации. Для них характерно преобладание глиноземистых гнейсов, которые характеризуются наибольшей пластичностью. Высокие значения KAVp показывают, что для гнейсов этих горизонтов характерна максимальная анизотропии упругих свойств. Изучение физико-механических свойств пород продуктивных горизонтов на месторождениях позволило выявить гетерогенность их пород по параметрам этих свойств.

Структурно-петрофизическое изучение условий локализации жил мусковитовых пегматитов в складчатых структурах, сложенных глиноземистыми гнейсами продуктивных горизонтов чупинской свиты, было проведено в северной (месторождения Тэдино, Нигрозеро, Полярная гора), центральной (Карельское, Малиновая варака, Плотина, Лоушки, Слюдозеро) частях Чупино-Лоухского района, а комплексных и керамических пегматитов, залегающих в породах хетоламбинской и керетской свит, в его восточной части (Хетоламбино, Чкаловское, Кив-губа) (рис. 1.б) [3].

Месторождение Тэдино, приурочено к антиклинали северо-восточного простирания и включает пегматитовые участки Слюдоварака, Комсомольский, Большое Тэдино, Дядиногорский и Кунья гора, залегающих в гнейсах 6 горизонта со значениями KAVp - 1.20-1.27. Согласно классификации структурных полей пегматитов [5] для этого месторождения характерен комбинированный тип, в котором сочетается 2 вида жил - поперечно-секущие и продольно-секущие. Первые приурочены трещинам отрыва в мелких перегибах осей наложенных поперечных антиклинальных складок северо-восточного простирания, а второй приурочен к тектоническим зонам вторичного рассланцевания, выполняя сколовые трещины. Для гнейсов 10, 11 горизонтов на месторождении Полярная гора, приуроченному к центральной части Полярной антиклинали северо-восточного простирания, характерна высокая степень мигматизации, что отражается на более низких значениях KAVp - 1.15, а жилы здесь относятся к поперечно-секущему типу. Пегматитовые участки Нигрозерский, Северный, Промежуточный, Высота 129 месторождения

Нигрозеро, сложены гнейсами 6 горизонта со значения KAVp 1.17-1.20 и приурочены к антиклинальным частям складок с пегматитовыми жилами поперечно-секущего типа.

В центральной части Чупино-Лоухского района находятся месторождения Карельское, Малиновая варака, Плотина, Лоушки, Слюдозеро (см. рис. 3.а). Карельское месторождение приурочено к перекрестным антиклинальным складкам - Пертиваракской, субширотного простирания и Хитогорской - северо-западного, и включает в себя, собственно Карельское и месторождение Станционное (Вуат-варака). Здесь комбинированный тип жил установлен на участках Хито-гора, Лопатова Губа, Юбилейный, где локализация жил определяется вмещающими гнейсами 5 и 6 горизонтов. Поперечно-секущие жилы располагаются в хрупких гранат-биотитовых и биотитовых гнейсах, а продольно-секущие - в зонах вторичного рассланцевания с KAVp - 1.21-1.27. Для пород участка Перти-варака присущ поперечно-секущий тип жил и KAVp - 1.21. Участок Вуат-варака приурочен к ступенеобразному перегибу северо-восточного крыла антиклинальной складки северо-западного простирания, а значения KAVp для гнейсов – 1.24, тогда как для участка Летняя варака присущи продольно-секущие жилы в зонах вторичного рассланцевания с KAVp - 1.25.

Месторождение Малиновая варака включает участки мусковитовых пегматитов Северный, Южный, Шатковоборский, Южного берега, Робака-варака, озера Долгого, Екки-варака, которые различаются между собой по структурному положению и строению. Они приурочены к попечечно-перекрестным складчатым структурам, образованным антиклиналями Важенской, Малинововаракской - северо-восточного и Шатковоборской, Нижнепулогской - северо-западного простирания. Северный и Южный участки приурочены к восточной тектонической зоне и сложены гнейсами 10 и 11 горизонтов. В структурном отношении на Северном участке жилы, залегают в линзе мелкозернистых гнейсов с KAVp - 1.20, тогда как в гнейсах, обрамляющих эту линзу, а также на Южном участке продольно-секущие жилы приурочены зонам вторичного рассланцевания с KAVp - 1.24.

Месторождение Плотина приурочено к поперечно-пекрестной складчатой структуре образованной антиклиналями Кябинской - северо-восточного и Плотинской северо-западного простирания и залегает в глиноземистых гнейсах 10, 11 горизонтов, для которых присущи поперечно-секущие жилы и KAVp - 1.20. Месторождения Лоушки и Слюдозеро находятся в складчатой структуре образованной пересечением антиклиналей Кябинской северо-восточного и Вицеваракской северо-западного простирания и сложены гнейсами тех же горизонтов, для со значения KAVp - 1.15 и 1.18.

Для восточной части Чупино-Лоухского района, расположенного вдоль побережья Белого моря, выделяются Хетоламбинское и Чкаловское месторождения комплексных и керамических пегматитов в породах хетоламбинской свиты (см. рис. 3.а). Первое приурочено к поперечно-перекрестной складчатой структуре образованной антиклиналями - Важенской

субширотного и Поповнаволокской северо-западного простирания. Для гнейсов участков Северный, Центральный, Новое Хетоламбино установлено KAVp 1.14-1.19, а пегматиты относятся к типу поперечно-секущих жил. Участки Жилы-183, Уракко и Гирвас-бор располагаются на периферии и относятся к продольно-секущему типу жил в зонах вторичного рассланцевания с KAVp - 1.15-1.17. Месторождение им. Чкалова приурочено к поперечно-перекрестной складчатой структуре образованной антиклиналями Малинововаракской, субширотного и Поповнаволокской северо-западного простирания и объединяет несколько участков: Попов наволок, им. Чкалова, Будаиха, Черная Салма, для пород которых KAVp составляет 1.09-1.14. Здесь прослеживаются тектонические зоны сложенные будинами амфиболитов, габбро-пироксенитами, габбро-перидотитами, в которых жилы располагаются как в самих массивах, так и межбудинных пространствах.

Установлено, что для глиноземистых гнейсов продуктивных горизонтов, слагающих складчатые структуры Чупино-Лоухского района на участках с мусковитовыми пегматитами характерны особые условия деформации и высокие значения KAVp. Формирование этих складчатых структур происходило на раннепротерозойском (карельском) этапе тектономагматической активизации Балтийского щита, а локализация пегматитовых жил - в период свекофеннской активизации. Пегматитовмещающие трещины сформировались в гнейсах на участках складчатых структур с высокими значениями анизотропии упругих свойств.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горлов Н.В. Структурный контроль пегматитов Беломорья. Л., Наука, 1973, 97 с.
2. Лобанов К.В. Влияние упругих свойств пород на локализацию мусковитовых пегматитов в разрезе беломорского комплекса // Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1980, с. 156-171.
3. Лобанов К.В., Казанский В.И., Старостин В.И. Структурно-петрофизический контроль мусковитовых пегматитов Чупино-Лоухского района (Северная Карелия) // Рудоносные структуры докембрия. М.: Наука. 1982. С. 137-165.
4. Металлогения Карелии. (Отв. ред. С.И.Рыбаков, А.И.Голубев. Изд-во КНЦ РАНЮ Петрозаводск, 1999, 340 с.
5. Родионов Г.Г., Роненсон Б.М. Оценка месторождений припоисках и разведках. Слюда. М. Недра, 1972.
6. Шуркин К.А., Корсаков В.Н., Зингер Т.Ф. и др. А.А. Комплексные поисковые критерии слюдоносных пегматитов Беломорья (петролого-геофизическая модель локализации месторождений мусковита). Л.: Наука, 1988, 152 с.
7. Чуйкина Е.П. Структура и пегматитоносность Северной Карелии // Мусковитовые пегматиты СССР. Л. Наука, 1975, С. 153-159.

СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЛОКАДИЗАЦИИ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕЧЕНГСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Лобанов К.В.
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН)

lobanov@igem.ru

Медно-никелевые месторождения Печенгского рудного поля изучались структурно-петрофизическим методом в течение 30 лет, что позволило построить более 1000 ориентированных диаграмм анизотропии Vp пород. Месторождения объединяются в два рудных узла - Западный (Каула, Промежуточное, Котсельваара, Камикиви и Семилетка) и Восточный. (Спутник, Верхнее, Тундровое, Пильгуярвинское, Заполярное и Онки) [2]. Основные исследования проведены на сесторождениях Восточного узла, которые располагаются двумя субпараллельными ярусами, вытянутыми в восток-юго-восточном направлении на расстояние около 9 км в пределах продуктивной толщи (рис.1). Здесь сосредоточены самые крупные

Рис. 1. Петрофизическая схема Восточного рудного узла Печенгского рудного поля [5]. Составлена с использованием данных Г.И. Горбунова [2] и ГМК «Печенганикель».
1 - эпигенетические брекчиевидные, сплошные и богатые вкрапленные сульфидные медно-никелевые руды; 2 - вкрапленные руды в серпентинизированных перидотитах, 3 - перидотиты; 4 - пироксениты, 5 - габбро; 6 - габбро-диабазы; 7 - породы продуктивной туфогенно-осадочной толщи; 8 - вулканогенные породы свиты пильгуярви, 9 - вулканогенные породы свиты колосйоки; 10-11 - разрывные тектонические нарушения:

10 - диагональные разломы, 11 - межпластовые тектонические зоны (HV); 12 - места отбора ориентированных образцов и участки детальных структурно-петрофизических исследований; 13-14 - средние значения KAVp для пород: 13 - тектонических блоков, 14 - межпластовых тектонических зон, 15 -месторождения медно-никелевых руд; 16 - рудные тела сульфидных медно-никелевых руд. СГ-3 - Кольская сверхглубокая скважина, 3-3 -линии разрезов.

месторождения, связанные с Пильгуярвинским габбро-верлитовым массивом. В Печенгском рудном поле выделяются три группы интрузивных пород, последовательно внедрявшихся в продуктивную толщу: безрудные габбро-диабазы, основные-ультраосновные породы и рудоносные

дифференцированные габбро-верлитовые интрузивы, залегающие согласно с туфогенно-осадочными породами.

Восточный рудный узел представляет собой крупную рудную залежь, нарушенную крутопадающим согласным сдвиго-надвигом, по которому рудоносный массив был разбит на два блока: северо-восточный, представляющий собой наиболее опущенную центральную часть Пильгуярвинского массива, и юго-западный, надвинутый по Верхней тектонической зоне (II) на первый блок [2, 8]. Исследование глубоких горизонтов этого массива выявило неоднократное сдваивание разреза интрузива, тектоническое выклинивание метаосадочных пород между его частями, наличие мощных межпластовых тектонических зон синметаморфического рассланцевания между отдельными его блоками (I-V). Изучение разреза СГ-3 и месторождений медно-никелевых руд Восточного рудного узла позволило установить, что медно-никелевое оруденение прослеживается на глубину более 2.5 км (рис. 2).

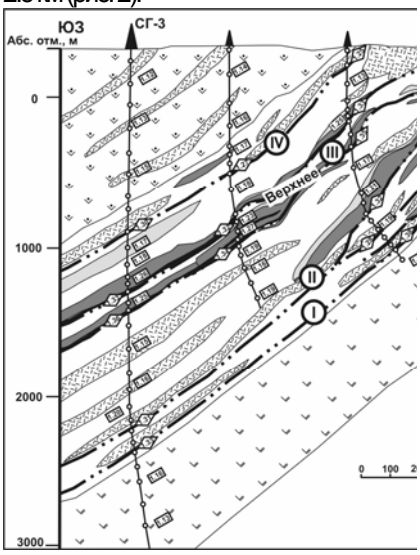


Рис. 2. Петрофизический разрез по линии 3-3 СГ-3 - месторождения Верхнее и Спутник Восточного рудного узла Печенгского рудного поля. [5]

Структурно-петрофизическое изучение пород и руд Печенгского рудного района было основано на определении плотности, характеризующей литологический состав пород, и коэффициента объемной анизотропии упругих волн (KAVp), отражающего интенсивность тектонических деформаций синхронных с метаморфизмом. На основе этих исследований была разработана интегральная глубинная геодинамическая модель глубинного строения Печенгского рудного района, которая позволяет с новых позиций рассмотреть структурные условия формирования и локализации медно-никелевых месторождений Печенгского рудного поля [4]. Продуктивная толща, к которой приурочены все рудоносные габбро-верлитовые интрузивы, выделяется в

разрезе северопеченг-ской серии не только пестротой литологического состава, но и резкой гетерогенностью разреза по физико-механическим свойствам пород [5-7]. Именно эти свойства туфогенно-осадочных пород обусловили как локализацию никеленосных габбро-верлитовых интрузивов, так и возникновение межпластовых тектонических зон синметамор-фического рассланцевания с локализацией в них богатых эпигенетических брекчиевидных сульфидных медно-никелевых руд (рис. 1, 2).

Для туфогенно-осадочных пород продуктивной толщи характерны средние значения - плотность от 2.78-2.83 г/см^3 и KAVp - 1.15-1.17. По разрезу дифференцированных габбро-верлитовых интрузивов от габбро к пироксенитам, перидотитам и оруденелым перидотитам происходит изменение значений плотности 2.97 – 3.05 – 3.01 – 3.06 г/см^3 и KAVp 1.15 – 1.17 - 1.18 – 1.20 – 1.22. Для пород межпластовых тектонических зон синметаморфического рассланцевания характерны высокие значения KAVp до 1.33. Средние значения для пород толщи по плотности - 2.84 г/см^3 и KAVp -1.19, тогда как вулканогенные породы свит пильгуярви и колосйоки перекрывающих и подстилающих ее характеризуются большей плотностью и меньшей анизотропией KAVp -1.14-1.15.

Внутреннее строение никеленосных габбро-верлитовых интрузивов Печенгского рудного поля получает более обоснованное объяснение, если исходить из внедрения никеленосных магматических расплавов в горизонтально залегающие туфогенно-осадочные породы продуктивной толщи согласно интегральной геодинамической модели глубинного строения Печенгского района [3-5]. Это объясняет параллельность границ магматических дифференциатов никеленосных интрузивов, бедных и богатых вкрапленных руд наклонным контактам интрузивов с вмещающими породами, тектонический характер этих контактов и т.д.

По текстурным особенностям и составу сульфидные медно-никелевые руды Печенгского рудного поля разделяются на пять главных типов, для которых характерны следующие значения плотности и KAVp: 1) бедные вкрапленные в серпентинизированных перидотитах - 3.06 г/см^3, KAVp - 1.20; 2) богатые прожилково-вкрапленные в серпентинитах («серые» руды) 3.21 и 1.22; 3) брекчиевидные - 3.38 и 1.32; 4) сплошные сульфидные - 4.34 и 1.15; 5) прожилково-вкрапленные в филлитах - 3.06 и 1.22 [7]. Минеральный состав всех типов руд в отношении главных рудных минералов (пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит, пирит) одинаков, изменяются лишь количественные соотношения минералов [2].

На первично-магматические особенности строения никеленосных интрузивов наложили существенный отпечаток тектонические нарушения, возникшие на коллизионном этапе развития Печенгского района. Главную роль в формировании чешуйчато-блоковых структур Восточного рудного узла сыграли межпластовые тектонические зоны синметаморфического рассланцевания, которые привели к многоярусности в расположении рудных

тел (рис. 3). О степени деформированности пород в каждом блоке и в этих тектонических зонах свидетельствуют вариации значений KAVp. Установлены критерии выделения этих зон, в которых независимо от состава исходных пород отмечается резкое возрастание значений KAVp до 1.35. Такие же величины KAVp характерны для брекчиевидных руд.

В Восточном рудном узле выделены четыре межпластовых тектонических зоны синметаморфического рассланцевания [3, 9]. Главная (I) зона проходит вдоль нижнего контакта Пильгуярвинского интрузива и контролирует размещение богатых брекчиевидных и сплошных сульфидных руд в Центральном, Западном и Восточном рудных телах, со значениями KAVp 1.27-1.37. На западном фланге месторождения она продолжается вплоть до месторождения Спутник. В восточном направлении от нее отходит прямолинейная зона, контролирующая размещение сплошных сульфидных руд месторождения Заполярное (KAVp - 1.34). Морфологически Главная зона выражена брекчированием и рассланцеванием оруденелых серпентинизированных перидотитов, местами оруденелой тектонической брекчией и сплошными сульфидными рудами. Верхняя (II) межпластовая тектоническая зона простирается параллельно Главной в 200-500 м выше по разрезу, падает на юго-запад под углом 70-80° и разбивает массив на два крупных блока: Главный, в низах которого расположены Западное, Центральное и Восточное рудные тела, и Верхний, где с ней непосредственно связаны богатые руды (KAVp – 1.28-1.32). В пределах Юго-Восточного и Южного рудных тел эта зона выражена оруденелой тектонической брекчией, реже богатыми брекчиевидными и сплошными сульфидными рудами. Третья (III) тектоническая зона проходит параллельно двум первым в 300-400 м выше по разрезу над Юго-Восточным и Южным рудными телами и контролирует локализацию Быстринского месторождения (KAVp – 1.25-1.31). Четвертая (IV) межпластовая тектоническая зона пересечена в самых верхах продуктивной толщи, в 300-400 м от перекрывающих вулканитов (KAVp – 1.25-1.31), но в ней отмечаются только маломощные линзовидные и пластовые тела ультраосновных пород.

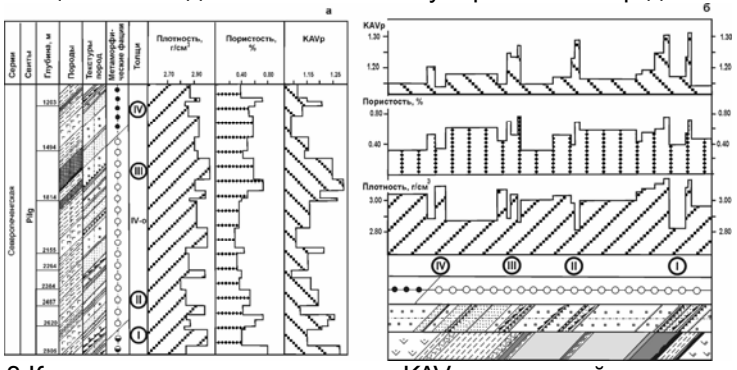


Рис. 3. Корреляция плотности, пористости и KAVp продуктивной толщи с межпластовыми тектоническими зонами синметаморфического

рассланцевания Восточного рудного узла по разрезу СГ-3 (а) и профилю 4-4 на поверхности на участке Центрального рудного тела Пильгуярвинского месторождения (б) [5].

Значения петрофизических параметров пород в межпластовые тектонические зонах синметаморфического рассланцевания характеризуются наиболее высокой плотностью, пористостью и KAVp. Высокая плотность объясняется наличием сплошных и брекчиевидных руд, а пористость - тем, что породы интенсивно рассланцованы и раздроблены. При метаморфизме и последующих гидротермально-метасоматических изменениях в этих зонах происходило формирование низкотемпературной ассоциации минералов (карбонат, хлорит, альбит, актинолит, сульфиды), которые снижали упругие параметры пород. Высокие значения KAVp (1.29-1.32) подтверждают, что породы в этих зонах формировались при интенсивных тектонических движениях в эпоху свекофеннской тектономагматической активизации Балтийского щита.

Богатые брекчиевидные руды, судя по их высокой анизотропии, являются составной частью межпластовых тектонических зон синметаморфического рассланцевания - KAVp 1.25-1.35. Однако происхождение их продолжает оставаться предметом дискуссий. Наиболее важным аргументом в пользу эпигенетического (постмагматического) происхождения этих руд является их связь с зонами дислокационного метаморфизма - синметаморфического рассланцевания, занимающими определенное положение в общей вертикальной метаморфической зональности протерозоя. Об этом свидетельствуют тесные срастания сульфидных минералов с силикатами в рассланцованных метаультрабазитах и метаосадочных породах, в то время как сульфидные минералы первично-магматических вкрапленных руд интенсивно замещаются гидросиликатами, и контрастное обогащение сульфидов тяжелым изотопом серы по мере перехода от вкрапленных руд в перидотитах к брекчиевидным рудам на контакте рассланцованных перидотитов и филлитов [3, 5]. Соотношения сульфидов с силикатными минералами и часто встречающимся в брекчиевидных рудах кварцем свидетельствуют о значительной роли явлений замещения при образовании сульфидов, количество которых варьирует от 10-15 до 70-80% [1, 2].

ЛИТЕРАТУРА

1. Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М.: Недра, 1968. 352 с.
2. Горбунов Г.И., Астафьев Ю.А., Гончаров Ю.В. и др. Медно-Никелевые месторождения Печенги (Ред. Н.П.Лаверов). М. ГЕОС, 1999, 236 с.
3. Казанский В.И., Боронихин В.А., Ванюшин В.А. и др. Соотношения между деформациями, метаморфизмом и петрофизическими свойствами пород в Печенгском рудном районе // Внутреннее строение рудоносных докембрийских

разломов. М.: Наука, 1985, С. 6-46.
4. Казанский В.И., Кузнецов О.Л., Кузнецов А.В., Лобанов К.В., Черемисина Е.Н. Глубинное строение и геодинамика Печенгского рудного района: опыт изучения Кольской сверхглубокой скважины // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 6. С. 500-519.
5. Казанский В.И., Лобанов К.В. Структурно-геофизическая позиция, глубинное строение и условия локализации уникального Печенгского рудного поля (Балтийский щит) // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования, Москва, ИГЕМ РАН, 2004, С. 187-205.
6. Казанский В.И., Лобанов К.В., Баянова Т.Б. и др. Объемная модель, геодинамика и металлогения Печенгского рудного района // Строение литосферы российской части Баренц-региона. Петрозаводск, Изд-во КарНЦ РАН, 2005, С. 158-181.
7. Лобанов К.В., Казанский В.И., Кузнецов А.В., Соколов С.В. Структурно-петрофизическая характеристика Восточного рудного узла Печенги // Геол. руд. месторож., 1989, N 5, с. 18-33.
8. Медно-никелевые месторождения Балтийского щита. (Ред. Г.И.Горбунов и Х.Папунен) Л.,Наука, 1985, 330 с.
9. Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб: Наука, 1992. 272 с.

О ПОГРЕШНОСТЯХ АНАЛИЗА ОБРАЗЦОВ МАЛОЙ МАССЫ

Люль А.Ю. Колесов Г.М.
Институт геохимии и аналитической химии им.В.И.Вернадского РАН, Россия

drkolesov@mail.ru

ON ERRORS OF THE SMALL SAMPLES ANALYSIS

Lyul A.Yu., Kolesov G.M.
V.I.Vernadsky Institute of geochemistry and analytical chemistry of RAS

Необходимость в установлении химического состава образцов малой массы и/или размеров (природных образцов, или продуктов модельных экспериментов) и, следовательно, в проведении их достоверного анализа постоянно возрастает. При этом вопрос о правильности полученных результатов (степени близости между установленной величиной и истинным значением) становится весьма актуальным. Он и обсуждается в работе на примере применения инструментального нейтронно-активационного метода, как наиболее пригодного для целей микроанализа ввиду его высокой чувствительности (до 10^{-14} г для отдельных элементов).

При определении элементного состава образцов массой в несколько мкг и ниже возможны два варианта. Первый, - анализ образца вместе с подложкой (конденсатные пленки, осажденные на подложку или же жидкие образцы, нанесенные на бумажную или же металлическую основу) и второй вариант, - анализ индивидуальных образцов без подложки, когда взвешивание проводится на уровне паспортной точности используемых весов. Каждый из этих случаев требует определенного подхода при проведении анализа.

В первом случае (анализ образца неизвестной массы) особую роль играет выбор материала для подложки. Он должен быть гомогенного состава, его основными компонентами должны быть слабо активирующееся элементы или же элементы, при облучении которых образуются короткоживущие радионуклиды. Для каждого материала подложек необходимо получить содержание матричных элементов с оценкой степени гомогенности распределения каждого элемента. Погрешность определения элементного состава нанесенного на подложку образца зависит от соотношения площадей фотопиков отдельных радионуклидов в чистой подложке и подложке с образцами. В этом случае можно рассчитать только абсолютные содержания элементов в образцах, а методы интерпретации полученных данных зависят от конкретной задачи эксперимента.

Во втором случае (анализ без подложки) проблема «точности» полученных данных по их элементному составу разбивается на две составляющие: «точность» определения абсолютного содержания элемента в образце, оцениваемая типичными для используемого метода случайными погрешностями анализа, и погрешность расчета относительного содержания каждого элемента в образце. Во втором случае «точность» анализа в большой

мере оценивается погрешностью определения массы анализируемого образца, но для всех элементов эта погрешность будет одинаковой. Т.е. в этом случае можно получить абсолютные содержания элементов с высокой «точностью» и с большой погрешностью - относительные содержания элементов в исследуемом образце. Однако и в этом случае результаты анализа позволяют выявить существенные различия в элементном составе отдельных компонентов и усредненной пробы объектов. Кроме того, индикаторами разнообразных процессов фракционирования элементов в космических и земных объектах (конденсации, испарения, сепарации металл-силикат, окисления-восстановления и др.) могут быть величины отношений элементов с разными (или одинаковыми) физическими, химическими или геохимическими свойствами. При сравнении относительных распространенностей элементов в индивидуальных образцах погрешность взвешивания не имеет значения, так как в этом случае важна величина случайной погрешности определения содержаний сравниваемых элементов. Используя отношения содержаний элементов с различными физико-химическими свойствами, можно сделать выводы о процессах, ответственных за наблюдаемый элементный состав образцов. Подобные примеры обсуждаются.

The peculiarities of small mass samples analysis are examined. Questions of error and authenticity of obtained results are discussed on the example of instrumental neutron activation method (as having lower of detection limits).

ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОСАЖДЕНИЯ РАДИОКОЛЛОИДОВ ИЗ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ

Мальковский В.И.[1,2]
[1]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН)
[2]Российский химико-технологический университет им. Д.И.Менделеева (РХТУ)

malk@igem.ru

THEORETICAL MODEL OF RADIOCOLLOID PRECIPITATION FROM THE GROUNDWATER ON HOST ROCKS

Malkovsky V.I.

Анализ проб подземных вод на участках радиоактивного загрязнения геологической среды (урановые месторождения, полигоны ядерных испытаний) показали, что до 90% некоторых радионуклидов содержится в подземных водах в коллоидной форме, т.е. в виде частиц субмикронного размера (Airey, 1986; Short, Lowson, 1988; Miekeley et al., 1992; Kersting et al., 1999; Smith et al., 2003; Новиков и др., 2005).

Радиоактивные коллоидные частицы (радиоколлоиды) в загрязненных подземных водах разделяют по их происхождению на 3 группы.

1. Истинные коллоиды – частицы, состоящие в значительной степени из элементов с высоким содержанием радиоактивных изотопов.
2. Первичные коллоиды – частицы, образовавшиеся в результате выщелачивания консервирующей матрицы радиоактивных отходов при ее контакте с подземными водами; они состоят из продуктов выщелачивания и вторичных минералов, образовавшихся при отложении продуктов выщелачивания.
3. Псевдоколлоиды – коллоидные частицы естественного происхождения в подземных водах (протоколлоид), загрязненные радионуклидами в результате контакта подземных вод с радиоактивными материалами; частицы псевдоколлоида обычно состоят из глинистых минералов, окси-гидроокислов железа, карбонатов, силикатов, гуминовых и фульвокислот, бактерий).

Частицы псевдоколлоида представляют собой наиболее значительную часть радиоколлоида. Эти частицы близки по составу к вмещающим породам. Следовательно, ζ-потенциалы поверхности неподвижной твердой фазы и частиц имеют один знак. Вследствие этого частицы слабо осаждаются на вмещающих породах из-за кулоновского барьера отталкивания, а связанные с частицами радионуклиды имеют большую подвижность, чем радионуклиды, которые содержатся в подземных водах в виде растворенной компоненты (Smith, Degueldre, 1993).

Практически во всех теоретических моделях, учитывающих коллоидную форму переноса радионуклидов, неявно полагается, что до прохождения загрязненных радионуклидами подземных вод все потенциальные места осаждения коллоидных частиц на вмещающих породах свободны, и на них с подходом загрязненных вод начинают осаждаться частицы радиоколлоида, представленного, в основном, псведоколлоидом (Lührman, 1998; Румынин и др., 2007). Между тем потенциальные места осаждения в значительной степени заняты близкими по составу к псевдоколлоиду нерадиоактивными частицами протоколлоида, причем распределение частиц протоколлоида между жидкой и твердой фазой является равновесным. Таким образом, осаждение радиоактивных частиц осуществляется преимущественно путем замещения ранее осажденных нерадиоактивных частиц. Такая модель осаждения радиоколлоида на вмещающих породах в настоящее время отсутствует.

Рассмотрим теоретическую модель осаждения неоднородного по размерам и составу радиоколлоида на потенциальных местах сорбции путем частичного замещения аналогичных нерадиоактивных частиц. Разделим систему коллоидных частиц на N типов так, что у частиц одного типа размеры и состав приблизительно одинаковы, а у частиц разных типов – различны. Процесс сорбции/десорбции этой системы частиц показан в виде диаграммы состояний потенциального места сорбции, приведенной на рис. 1. Нулевому состоянию соответствует отсутствие осажденных частиц (т.е. место сорбции свободно); состояние j соответствует наличию на месте сорбции частицы j-го типа. Очевидно, что из состояния «0» возможен переход в любое состояние «j» ($1 \le j \le N$), а из ненулевого состояния «j» – только в состояние «0».

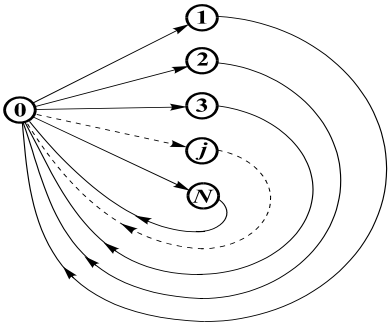


Рис.1 Диаграмма состояний потенциального места сорбции коллоидных частиц на вмещающих породах.

Обозначим $P(n, t_1 | j, t_0)$ вероятность того, что потенциальное место сорбции в момент t_1 занято частицей типа n при условии, что в момент t_0 это место было занято частицей типа j ($n = 0$ означает, что место сорбции свободно). Процесс сорбции/десорбции частиц, изображенный на рис.1, описывается системой уравнений Колмогорова-Феллера следующего вида (Гардинер, 1986)

$$\frac{\partial P(n,t \mid j,0)}{\partial t} = k_n P(0,t \mid j,0) - \kappa P(n,t \mid j,0), \quad n = 1,...,N; \quad j = 0,...,N, \quad (1)$$

где

$$k_n = \lim_{\Delta t \to 0} \frac{P(n,t+\Delta t \mid 0,t)}{\Delta t}, \quad \kappa = \lim_{\Delta t \to 0} \frac{P(0,t+\Delta t \mid m,t)}{\Delta t}, \quad m \neq 0.$$

Начальные условия для системы (1) при $n \neq 0$ имеют вид

$$P(n,0 \mid j,0) = \delta_{n,j}, \quad (2)$$

где δ_{ij} – символ Кронекера.

Просуммируем все уравнения (1) от $n = 1$ до $n = N$. Получим

$$\frac{\partial P_\Sigma(t \mid j,0)}{\partial t} = k_\Sigma P(0,t \mid j,0) - \kappa P_\Sigma(t \mid j,0), \quad (3)$$

где

$$P_\Sigma(t \mid j,0) = \sum_{n=1}^{N} P(n,t \mid j,0), \quad k_\Sigma = \sum_{n=1}^{N} k_n.$$

Поскольку

$$P(0,t \mid j,0) = 1 - P_\Sigma(t \mid j,0), \quad (4)$$

уравнение (3) можно записать в виде

$$\frac{\partial P_\Sigma}{\partial t} = k_\Sigma (1 - P_\Sigma) - \kappa P_\Sigma. \quad (5)$$

Рассмотрим случай, когда в исходном состоянии место сорбции свободно, т.е. $j = 0$. Из определения P_Σ и начальных условий (2) получим начальные условия для уравнения (5) при $j = 0$:

$$P_\Sigma(0 \mid 0,0) = 0. \quad (6)$$

Решение задачи Коши (5)-(6) имеет вид

$$P_\Sigma(t \mid 0,0) = \frac{k_\Sigma}{k_\Sigma + \kappa} \{1 - \exp[-(k_\Sigma + \kappa)t]\}. \quad (7)$$

Подставляя (4) и (7) в уравнения системы (1), получим

$$\frac{\partial P(n,t \mid 0,0)}{\partial t} = \frac{k_n}{k_\Sigma + \kappa} \{\kappa - k_\Sigma \exp[-(k_\Sigma + \kappa)t]\} - \kappa P(n,t \mid j,0), \quad n = 1,...,N. \quad (8)$$

Решение задачи Коши (8)-(2) запишется в виде

$$P(n,t \mid 0,0) = \frac{k_n}{k_\Sigma + \kappa} \{1 - \exp[-t(k_\Sigma + \kappa)]\}. \quad (9)$$

Выражение (9), в частности, описывает процесс сорбции протоколлоида. Поскольку протоколлоид, содержащийся в подземных водах, взаимодействует со вмещающими породами в течение длительного времени, вероятность того, что потенциальное место сорбции к моменту подхода фронта радиоактивного загрязнения свободно, определяется из решения (9) при

$t \to \infty$:

$$p_0 = 1 - \lim_{t\to\infty} \sum_{n=1}^{N} P(n,t \mid 0,0) = \frac{\kappa}{\kappa + k_\Sigma} .$$

Сорбция радиоактивной коллоидной частицы типа *n* может произойти в результате одного из двух несовместных событий: потенциальное место сорбции к моменту подхода фронта загрязнения свободно и на нем сорбируется частица псевдоколлоида типа *n*, либо же место сорбции занято частицей протоколлоида, но освобождается, и только после этого на нем сорбируется частица псевдоколлоида типа n .

Обозначим время подхода фронта загрязнения к потенциальному месту сорбции t_f и введем переменную $t' = t - t_f$, т.е. время, отсчитываемое от момента подхода фронта загрязнения. Рассмотрим вероятность того, что частица протоколлоида отделится от места сорбции за время τ ($0 < \tau < t'$). Разделим интервал $(0,\tau)$ на малые отрезки длиной $\Delta\tau$. Вероятность того, что частица протоколлоида отделится от места сорбции за время $\Delta\tau$ равна $\kappa\Delta\tau$. Вероятность того, что частица не отделится от места сорбции за время $\Delta\tau$ равна 1 – $\kappa\Delta\tau$. Таким образом, вероятность того, что частица отделится от места сорбции в интервале времени от τ до $\tau+\Delta\tau$ равна

$$\left(1 - \kappa\,\Delta\tau\right)^{\tau/\Delta\tau} \kappa\,\Delta\tau .$$

Обозначим T_m случайное событие, заключающееся в том, что частица протоколлоида отделится от места сорбции в интервале времени $\left(\tau_m, \tau_{m+1}\right)$, где $\tau_m = m \cdot \Delta\tau$. Вероятность того, что место сорбции к моменту подхода фронта загрязнения занято частицей протоколлоида, которая за время t' отделится от места сорбции, а к моменту времени t' на нем сорбируется частица псевдоколлоида типа *n*, обозначим P_n^+ . Все T_m несовместны. Следовательно,

$$P_n^+ = \sum_{m\geq 0} P(T_m) P(n,t' \mid T_m) , \qquad (10)$$

где $P(T_m)$ – вероятность T_m; $P(n,t' \mid T_m)$ – вероятность того, что частица псевдоколлоида типа *n* сорбируется к моменту времени t' при условии T_m.

В принятых обозначениях $P(n,t' \mid T_m) = P\left(n,t' - \tau \mid 0,0\right)$. Поскольку $\left(1 - \kappa\,\Delta\tau\right)^{\tau/\Delta\tau} \to e^{-\kappa\tau}$ при $\Delta\tau \to 0$, из (10), перейдя к пределу при $\Delta\tau \to 0$, получим

$$P_n^+ = \int_0^{t'} \kappa\, e^{-\kappa\tau} P(n,t' - \tau \mid 0,0)\, d\tau .$$

Вероятность того, что на месте сорбции к моменту времени t' осаждается частица псевдоколлоида типа n при условии, что к моменту подхода фронта загрязнения место сорбции свободно, равна $P(n,t' \mid 0,0)$. Обозначим

$P(n,t')$ вероятность того, что к моменту t' на месте сорбции осаждается частица псевдоколлоида типа n. Тогда

$$P(n,t') = p_0 P(n,t' \mid 0,0) + (1-p_0)P_n^+ = \frac{k_n}{k_\Sigma + \kappa}\left(1 - e^{-\kappa t'}\right).$$

Согласно теории броуновского движения

$$k_i = k_0 n_i \sqrt{\frac{k_B T}{2\pi M_i}},$$

где T – абсолютная температура, k_B – константа Больцмана, n_i – количество частиц псевдоколлоида в единице объема, k_0 – константа.

Величину $P(n,t)$ можно рассматривать как долю всех потенциальных мест сорбции (суммарной сорбционной емкости вмещающих пород по отношению к коллоидным частицам), занятых частицами псевдоколлоида типа n.

Неизвестные параметры: k_0, κ и полная сорбционная емкость вмещающих пород по отношению к коллоидным частицам – могут быть определены экспериментально.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке RWMC, Japan (проект МНТЦ №3290) и РФФИ (грант № 09-05-00347-а).

ЛИТЕРАТУРА

Гардинер К.В. Стохастические методы в естественных науках. – М.: Мир. 1986. – 526 с.
Новиков А.П. и др. // Российский химический журнал. 2005. Т.49, №2. – С. 119-126.
Румынин В.Г. и др. // Геоэкология. 2007, №4. – С.310-323.
Airey P.L. // Chemical Geology. 1986. V.55, N3/4. – P.255-268.
Kersting A.B. et al. // Nature. 1999. V.397. №1. – P.56-59
Lührman L. et al. // Water Resources Research. V.34, №3. 1998. – P. 421-426.
Miekeley N. et al. // Journal of Geochemical Exploration. 1992. V.45, N1-3. – P.409 – 437.
Short S.A., Lowson R.T. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1988. V.52. N 11. – P.2555-2563
Smith D.K. et al. // Journal of Environmental Radioactivity. 2003. V.67, N1. – P.35-51.
Smith P.A., Degueldre C. // Journal of Contaminant Hydrology. 1993. V.13. – P. 143-166.

The theoretical model of precipitation of radiocolloid from the groundwater on host rocks is developed on the basis of the probability theory. The advantage of the model over the existing theoretical approaches is that the precipitation of the radioactive colloids is considered as partial substitution of previously precipitated non-radioactive particles of similar size and composition. The model is based on the analytical solution of the set of Kolmogorov-Feller's equations. The solution expresses the part of potential sorption places in the host rock occupied with radioactive particles of certain type as the function of time from approaching of the radioactive plume to the sorption place.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПСЕВДОКОЛЛОИДОВ ИЗ ПРОБ ПОДЗЕМНЫХ ВОД, ОТОБРАННЫХ В РАЙОНЕ ОЗЕРА КАРАЧАЙ

Мальковский В.И.[1,2], **Диков Ю.П.**[1], **Черток М.Б.**[1], **Булеев М.И.**[1], **Керзин А.Л.**[1], **Фудживара К.**[3]

[1]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН),

[2]Российский химико-технологический университет им. Д.И.Менделеева (РХТУ)

[3]Исследовательский и проектный центр Токай (Tokai Research and Development Center, Japan)

malk@igem.ru

STUDIES OF PSEUDOCOLLOID FROM THE GROUNDWATER SAMPLED AT THE KARACHAI LAKE SITE

Malkovsky V.I., Dikov Yu.P., Chertok M.B., Buleev M.I., Kerzin A.L., Fujiwara K.

Основным механизмом распространения радиоактивного загрязнения в геологической среде является перенос радионуклидов подземными водами. Исследования на участках значительных радиоактивных загрязнениий подземной среды показали, что существенная часть радионуклидов содержится в подземных водах в коллоидной форме (Buddemeier, Hunt, 1988; Penrose et al., 1990; McCarthy et al., 1998; Novikov et al., 2006). Слабое осаждение коллоидных частиц на вмещающих породах, обусловленное одинаковыми знаками ζ-потенциалов частиц и вмещающих пород, может привести к значительному увеличению скорости миграции радионуклидов в подземной среде (Honeyman, 1999). Влияние коллоидной формы переноса радионуклидов на скорость их миграции существенным образом зависит от солености водной фазы и величины pH (Um, Papelis, 2002).

В результате химического и радиоактивного загрязнения, источником которого является оз. Карачай (Челябинская обл.), в подземных водах в районе озера сформировалась область нитратно-натриевых растворов с повышенными концентрациями радионуклидов. Растворы в южной части этой области загрязнения движутся преимущественно в юго-восточном направлении. Течение осуществляется, в основном, по верхнему водоносному горизонту, образованному корой выветривания и неконсолидированными осадочными породами. Снизу водоносный горизонт ограничен слабопроницаемыми породами основания. В 1998 г. граница загрязнения (определяемая по предельно допустимой концентрации нитрат-иона – 45 мг/л) достигла реки Мишеляк.

Характер распространения загрязнения определяется по измерениям, проводимым в системе наблюдательных скважин, пробуренных в районе оз. Карачай. Одним из наиболее эффективных средств для изучения распределения загрязнения в подземных водах является разработанный с

участием ИГЕМ РАН многоканальный гидрогеохимический зонд, позволяющий определять не только плановые, но и профильные распределения параметров загрязнения в подземной среде.

Загрязнение подземных вод представлено не только радиоактивной, но и нерадиоактивной составляющей, в результате чего плотность загрязненных подземных вод достигала 1.09 г/л. Проведенные с помощью гидрогеохимического зонда исследования профильного распределения загрязнения показало, что под действием силы тяжести происходит частичная стратификация растворов. Вследствие этого наиболее концентрированные и, следовательно, наиболее плотные растворы опускаются к нижней границе водоносного горизонта, а менее концентрированные раствору располагаются в верхних слоях водоносного горизонта. Поскольку соленость растворов и величины pH неоднородны по толщине водоносного горизонта, можно ожидать (согласно, например, данным (Um, Papelis, 2002)), что влияние коллоидной формы переноса радионуклидов на разных глубинах будет различным.

Результаты гидрогеохимического зондирования показали, что распределение солености растворов по вертикали характеризуются сравнительно узкими зонами резкого увеличения солености с глубиной и значительно более протяженными интервалами практически постоянных значений солености. По этим результатам в одной из скважин были выделены 3 уровня характерных значений солености (20 м, 40 м и 60 м), где и проводился отбор проб подземных вод.

Коллоидная форма переноса радионуклидов исследовалась на этих пробах путем последовательных повторяющихся экспериментов. В каждом опыте определялся γ-спектр воды, затем она фильтровалась через мембрану с определенным размером пор, после чего снова определялся γ-спектр воды. В результате определялась доля различных γ-активных радионуклидов, содержащихся в пробе в коллоидной форме. Эти эксперименты повторялись при последовательном уменьшении размеров пор мембраны (0.45 мкм, 200 нм и 100 нм). Согласно данным спектроскопии γ-активность проб обусловлена 3 радионуклидами: ^{40}K, ^{60}Co и ^{238}U. Результаты экспериментов приведены в Таблице 1.

Таблица 1

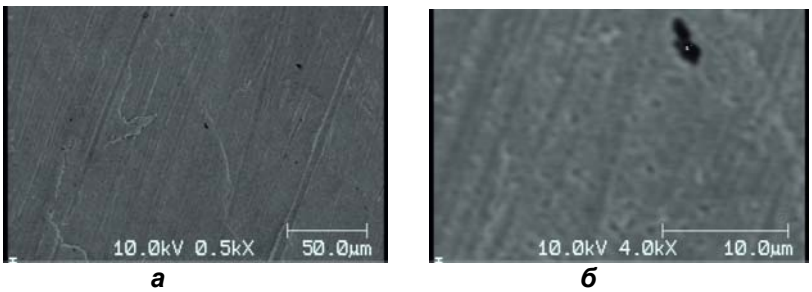
Результаты ультрафильтрации и γ-спектрометрии

Глубина отбора пробы, м →	20		40		60	
Активность, Бк/кг ↓	$^{40}K+^{60}Co$	^{238}U	$^{40}K+^{60}Co$	^{238}U	$^{40}K+^{60}Co$	^{238}U
Исходная			440	-	890	-
После фильтра 0.45 мкм	65	10	420	-	650	-
После фильтра 200 нм	57	1.4	430	-	610	-
После фильтра 100 нм	61	0	440	-		

Можно отметить, что активность, связанная с ^{40}K, ^{60}Co, в экспериментах с пробами, отобранными со всех глубин либо не убывает при последовательной фильтрации через мембраны с уменьшающимся диаметром пор, либо убывает незначительно.

По данным спектрометрии уран отмечен только на самом верхнем интервале отбора проб (20 м), причем практически весь уран в этой пробе связан с коллоидными частицами размером более 100 нм. Представляется возможным следующее объяснение этого результата. Известно, что уран в водной фазе может образовывать комплексы с гуминовыми и фульвиновыми кислотами (Schmeide et al., 2000). Размеры молекул этих органических кислот таковы, что они должны проходить через все использовавшиеся в данной работе мембраны. Однако гуминовые и фульвиновые кислоты могут образовывать оболочки на поверхности бóльших по размеру неорганических коллоидных частиц (Davis, Gloor, 1981; Tipping, 1981; Murphy et al., 1994; Shen, 1999). Вследствие этого уран, сорбируясь на таких органических оболочках, может быть связан с достаточно крупными частицами, размеры которых превышают 100 нм (наименьший диаметр пор в мембранах, использовавшихся в данной работе). Поскольку концентрация органических кислот в подземных водах уменьшается с глубиной, содержание урана в пробах, отобранных с более глубоких интервалов, оказалось существенно меньшим, чем в пробе, отобранной с глубины 20 м.

Локальный поверхностный элементный состав коллоидных частиц, полученных из всех проб, исследовался методом Оже-спектрометрии. Вполне достоверным можно считать уровень разрешения метода, приблизительно равный 0.5 мкм. В связи с этим для анализа использовались только частицы, осажденные на мембране с самым большим диаметром пор (0.45 мкм). Частицы переносились на индиевую подложку и выбиралась точка, в которой должен быть проведен анализ элементного состава поверхности частицы (рис.1).



а ***б***

Рис.1 Изображение коллоидных частиц (редкие темные пятна на левом изображении и одно темное пятно – на правом) на индиевой подложке (серый фон).

а) – общее изображение; б) увеличенное изображение частицы в центре изображения а). Белым цветом показана точка проведения локального анализа элементного состава

Результаты Оже-спектрометрии, проведенной на нескольких частицах из каждой пробы воды, приведены в таблицах 2 – 4. Разные столбцы в этих таблицах с процентным содержанием элементов относятся к измерениям поверхностного состава разных частиц. Просуммировав процентные содержания каждого элемента по всем частицам из пробы воды, отобранной с одного уровня, можно убедиться, что значительные изменения в содержаниях большей части элементов при изменении глубины отбора пробы отсутствуют.

Таблица 1

Поверхностный состав частиц из пробы воды, отобранной с глубины 20 м

Элемент	Процентное содержание					
Na	2.63	2.67	2.86			
O	4.50	11.33	8.22	17.47	14.12	18.23
N	2.59	3.40	4.36	6.06	2.13	2.05
C	88.82	66.74	78.95	72.13	66.56	54.39
Cl		0.82	0.78			
S		0.64	0.4			
Si						
Ca		14.40	4.44	4.34	17.19	25.33
Fe	1.46					

Таблица 2

Поверхностный состав частиц из пробы воды, отобранной с глубины 40 м

Элемент	Процентное содержание					
Na	9.32	8.76	12.41	2.42	3.09	12.47
O	16.11	19.53	17.23	5.64	9.60	20.64
N	4.28	4.90	4.12	5.52	4.86	4.58
C	68.19	64.71	63.89	79.31	41.31	52.51
Cl	0.85	1.46	1.58	2.82	0.87	1.32
S	0.73	0.65	0.76	4.3	2.05	0.77
Si					15.65	7.7
Ca					6.99	
Al					15.60	

Таблица 3

Поверхностный состав частиц из пробы воды, отобранной с глубины 60 м

Na	8.75			1.56
O	15.03	8.42	38.52	8.53
N	5.52	4.12		5.07
C	54.19	82.62	54.31	84
Cl	1.05			

S	10.22			
K	5.25			
Ca		4.84	7.17	

Помимо этого приведенные в таблицах 2-4 результаты показывают, что соотношение элементов таково, что они не являются составными частями какого-либо одного соединения или минерала. Это означает, что поверхность каждой частицы неоднородна по составу. По-видимому, это является следствием того, что каждая частица сформирована из более однородных по составу и более мелких частиц в результате их коагуляции.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке RWMC, Japan (проект МНТЦ №3290) и РФФИ (грант № 09-05-00347-а).

ЛИТЕРАТУРА

Buddemeier R.W., Hunt J.R. //Applied Geochemistry. 1988, V.3. – P.535-548.
Davis J.A., Gloor R. // Environmental Science&Technology. 1981. V.15, №10. – P.1223-1229.
Honeyman B.D. // Nature. 1999. V. 397. – P. 23-24.
McCarthy J.F. et al. // Environmental Science & Technology. 1998. V.32, № 24. – P.3901 – 3906.
Murphy E.M. et al. // Environmental Science & Technology. 1994. V.28, №7. – P.1291-1299.
Novikov A.P. et al. // Science. 2006. V.314. – P.638-641.
Penrose W.R. // Environmental Science & Technology. 1990. V.24, №2. – P.228-234.
Schmeide K. et al. // Radiochimica Acta. 2000. V.88, №9-11. – P.723-728.
Shen Y.-H. // Chemosphere. 1999. V.38, №11. – P. 2489-2499.
Tipping E. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1981. V.45, №2. – P.191-199.
Um W., Papelis C. // Environmental Geology. 2002. V.43, №1-2. – P.209-218.

The contaminant plume at the Karachai lake site (Chelyabinsk region) is formed by sodium-nitrate solutions with elevated concentration of radionuclides. Colloid-facilitated transport of radionuclides at the pollution site is considered. The maximum density of the plume solutions is substantially higher than the density of the formation water. This is the reason for the stratification of the groundwater within the plume. As a result, salinity and pH vary with the depth. Influence of these parameters on the colloid-facilitated transport of the radionuclides at the Karachai lake site is examined. The depth distribution of salinity and pH is determined by hydrogeochemical logging in an observation well. On the basis of the logging results the contaminated groundwater is sampled from 3 depth intervals. Fractions of colloid-borne radionuclides are determined by ultrafiltration and γ-spectrometry. Surface composition of the colloid obtained by the ultrafiltration from the water samples is studied by Auger-spectrometry.

МОДЕЛЬ ПРОЦЕССА ДОБЫЧИ УРАНА МЕТОДОМ ПОДЗЕМНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ

Мальковский В.И.[1,2], **Черток М.Б.**[1], **Михайловская Е..Ю.**[2]
[1]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН),
[2]Российский химико-технологический университет им. Д.И.Менделеева (РХТУ)

malk@igem.ru

MODEL OF URANIUM MINING BY UNDERGROUND LEACHING

Malkovsky V.I., Chertok M.B., Mikhailovskaya E.Yu.

В настоящее время атомная энергетика является важной (а в некоторых случаях основной) составной частью энергетической отрасли во многих развитых странах (Savage, 1997). В связи с растущими ценами на углеводородные энергоносители доля атомной энергетики в будущем может возрасти. Вследствие этого разработка урановых месторождений и получение уранового сырья для атомных электростанций становятся одними из важнейших задач мировой экономики.

Во многих случаях наиболее экономически эффективным и экологически безопасным является разработка урановых месторождений методом подземного выщелачивания (Лаверов и др. 1998). Этот метод реализуется следующим образом. По контуру разрабатываемого участка рудовмещающего пласта бурятся закачивающие скважины. В центральной части контура бурятся одна или несколько откачивающих скважин. Через закачивающие скважины в пласт вводится раствор реагента. Через скважины в центральной части контура осуществляется откачка подземных вод, содержащих продукты реакций взаимодействия раствора реагента с породами пласта. Реагент выбирается таким образом, чтобы взаимодействие его раствора с породами пласта приводило к переходу урана из твердой в жидкую фазу, с которой он и поступает в откачивающую скважину и выводится через нее на дальнейшую переработку (Лаверов и др., 1998; Солодов и др., 2006).

Несмотря на эффективность и экологическую безопасность подземного выщелачивания по сравнению с другими существующими методами представляется целесообразным оптимизировать его применение с целью сокращения расходов на реагент, уменьшения загрязнения подземной среды и степени извлечения урана из разрабатываемого участка месторождения. Наиболее надежной основой для такой оптимизации является математическое моделирование процесса подземного выщелачивания, базирующееся на данных геологического, геохимического и геофизического исследования месторождения.

Характерным примером эффективного применения метода подземного выщелачивания является разработка месторождений,

локализованных в напорных высокопроницаемых водоносных горизонтах, ограниченных сверху и снизу слабопроницаемыми водоупорными слоями. Наличие верхней и нижней границ водоносного горизонта препятствует непродуктивному растеканию закачиваемых растворов реагента и повышает тем самым эффективность его использования. Процессы переноса вещества подземными водами в таких водоносных горизонтах с удовлетворительной точностью описываются двумерными плановыми моделями (deMarsily, 1986).

1. Модель течения растворов на разрабатываемом участке месторождения

. Будем считать, что верхняя и нижняя границы пласта на разрабатываемом участке приближенно являются плоскими. Введем систему декартовых координат $\{x,y,z\}$, в которой плоскость (x,y) является плоскостью, равноудаленной от верхней и нижней границ пласта, а координата z перпендикулярна этой плоскости. В приближении плановой модели v_z – составляющая вектора скорости течения по оси z – полагается равной нулю, а составляющие скорости течения по осям x и y v_x, v_y не зависят от z и удовлетворяют закону Дарси (deMarsily, 1986):

$$v_x = -f\frac{\partial H'}{\partial x}, \quad v_y = -f\frac{\partial H'}{\partial y}, \tag{1}$$

где f – коэффициент фильтрации пород водоносного горизонта (м/с), H' – напор (м).

Уравнение баланса подземных вод в водоносном горизонте имеет вид (Мальковский, 2008)

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(hv_x\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(hv_y\right)=\sigma(x,y)h, \tag{2}$$

где h – толщина (мощность) водоносного горизонта (м); σ – объем жидкости, поступающий в единицу времени в единичный объем пород водоносного горизонта (1/с). Очевидно, что в рассматриваемом случае $\sigma(x,y)$ является сингулярной функцией вида

$$\sigma h = \sum_{l=1}^{N_i} Q_l^{(inj)}\delta(x-x_l^{(inj)}, y-y_l^{(inj)}) - \sum_{l=1}^{N_p} Q_l^{(pump)}\delta(x-x_l^{(pump)}, y-y_l^{(pump)}),$$

где $\left\{x_l^{(inj)}, y_l^{(inj)}\right\}$ – координаты закачивающих скважин $(l=1,...,N_i)$; $\left\{x_l^{(pump)}, y_l^{(pump)}\right\}$ – координаты откачивающих скважин $(l=1,...,N_p)$; N_i – количество закачивающих скважин; N_p – количество откачивающих скважин; $Q_l^{(inj)}$ – объем жидкости, поступающей в водоносный горизонт в закачивающую скважину с номером l в единицу времени; $Q_l^{(pump)}$ – объем жидкости, вытекающей из откачивающей скважины с номером l в единицу времени; δ – дельта-функция.

Подставив (1) в (2), получим уравнение фильтрации в окончательной форме

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(hf\frac{\partial H'}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(hf\frac{\partial H'}{\partial y}\right)=-\sigma h\ .$$

Обозначим невозмущенный напор $H_0(x, y)$, а возмущения, обусловленные закачкой и откачкой растворов – $H(x, y)$. Для невозмущенных напоров выполняется уравнение

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(hf\frac{\partial H_0}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(hf\frac{\partial H_0}{\partial y}\right)=0\ .$$

Следовательно, для возмущений напоров выполняется уравнение

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(hf\frac{\partial H}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(hf\frac{\partial H}{\partial y}\right)=-\sigma h\ . \qquad (3)$$

Возмущающее воздействие закачивающих и откачивающих скважин уменьшается с расстоянием до них. Поэтому можно считать, что на достаточно большом расстоянии от разрабатываемого участка месторождения величины напоров в пласте будут теми же, что и без нагнетающих и откачивающих скважин, т.е. будут соответствовать невозмущенным значениям напоров, которые могут быть определены путем измерений в разведочных или наблюдательных скважинах.

Вследствие этого граничные условия для уравнения (3) для области моделирования прямоугольной формы могут быть записаны в виде

$$x=X_{\min},\frac{\partial H}{\partial y}=0;\ \ x=X_{\max},\frac{\partial H}{\partial y}=0;\ y=Y_{\min},\frac{\partial H}{\partial y}=0;\ y=Y_{\max},\frac{\partial H}{\partial y}=0.\ (4)$$

Задача (3), (4) решалась численно модифицированным методом последовательной верхней релаксации (Роуч, 1980). Плановые распределения $f(x,y), h(x,y)$ определялись по данным геологического и гидрогеологического исследования разрабатываемого в настоящее время участка Хохловского месторождения. Результаты моделирования приведены на рис.1. Можно отметить, что полученное распределение возмущений напоров соответствует относительно равномерному течению раствора реагента от контуров закачивающих скважин к расположенным в центральных частях этих контуров откачивающим скважинам.

2. Модель переноса рудной компоненты и реагента в водоносном горизонте

Транспорт подземными водами рудной компоненты и реагента в породах описывается двумерным нестационарным уравнением конвективно-дисперсионного переноса (deMarsily, 1986).

Обозначим массовую концентрацию реагента в подземных водах C. В приближении плановой конвекционно дисперсионной модели C удовлетворяет

уравнению

$$\frac{\partial C}{\partial t}+V_x\frac{\partial C}{\partial x}+V_y\frac{\partial C}{\partial y}=\frac{1}{h}\left[\frac{\partial}{\partial x}\left(hD_{xx}\frac{\partial C}{\partial x}+hD_{xy}\frac{\partial C}{\partial y}\right)+\right.$$
$$\left.+\frac{\partial}{\partial y}\left(hD_{xy}\frac{\partial C}{\partial x}+hD_{yy}\frac{\partial C}{\partial y}\right)\right]+\frac{\sigma^+C_{in}}{\varphi}+\frac{C\left(\sigma^--\sigma\right)}{\varphi}-\frac{S}{\rho\varphi}. \qquad (5)$$

Здесь ρ – плотность подземных вод (кг/м^3); φ – пористость пород водоносного горизонта; V_x, V_y – компоненты истинной скорости (м/с), связанные с компонентами скорости течения соотношениями $V_x=v_x/\varphi,\quad V_y=v_y/\varphi$; D_{xx}, D_{xy}, D_{yy} – компоненты тензора гидродинамической дисперсии (м^2/с), определяемые соотношениями (delMarsily, 1986)

$$D_{xx}=D_m+\alpha_L\frac{V_x^2}{V}+\alpha_T\frac{V_y^2}{V},\quad D_{yy}=D_m+\alpha_L\frac{V_y^2}{V}+\alpha_T\frac{V_x^2}{V},$$
$$D_{xy}=\left(\alpha_L-\alpha_T\right)\frac{V_xV_y}{V},\ V=\sqrt{V_x^2+V_y^2},\ \sigma^+=\frac{1}{2}\left(\sigma+|\sigma|\right),\ \sigma^-=\frac{1}{2}\left(\sigma-|\sigma|\right).$$

α_L, α_T – коэффициенты продольной и поперечной дисперсии (м); S – масса реагента, Расходуемая в единичном объеме пород в единицу времени за счет реакций с породами (кг/м^{3}с).

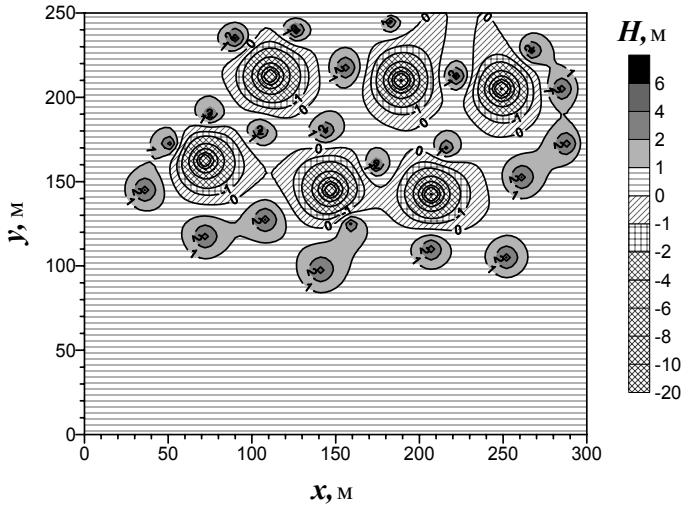


Рис.1 Распределение возмущений напоров на участке Хохловского месторождения, определенное по результатам математического моделирования.

Реагент расходуется на реакции с рудными и нерудными

компонентами пород. На основании общего анализа реакций выщелачивания (Лаверов и др., 1998) можно предположить, что взаимодействие реагента с рудными и нерудными составляющими пород описывается кинетическими соотношениями первого порядка по каждой компоненте реакции. Следовательно, выражение для S можно записать в виде

$$S = A\rho C\left(B + \frac{\rho_r}{\rho} C_U\right),$$

где ρ_r – плотность пород (кг/м^3); C_U – массовая концентрация рудной компоненты в породах; A – константа реакции (1/с); B – константа реакции.

Уравнение переноса рудной компоненты примет вид

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + V_x \frac{\partial \xi}{\partial x} + V_y \frac{\partial \xi}{\partial y} = \frac{1}{h}\left[\frac{\partial}{\partial x}\left(hD_{xx}\frac{\partial \xi}{\partial x} + hD_{xy}\frac{\partial \xi}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(hD_{xy}\frac{\partial \xi}{\partial x} + hD_{yy}\frac{\partial \xi}{\partial y}\right)\right] + \frac{\xi\left(\sigma^- - \sigma\right)}{\varphi} - \frac{S_U}{\rho\varphi}. \quad (6)$$

Здесь S_U – масса рудной компоненты, переходящая в жидкую фазу в единичном объеме в единицу времени (кг/м^{3}с), $S_U = A_1 A \rho_r C C_U$, где A_1 – безразмерная константа.

Изменение концентрации рудной компоненты во вмещающих породах удовлетворяет уравнению

$$\partial C_U / \partial t = -S_U / \rho_r . \quad (7)$$

Уравнения (5)-(7) составляют полную систему уравнений, при соответствующих начальных и граничных условиях однозначно определяющих динамику процесса выщелачивания. Компоненты истинной скорости определяются по полученному распределению $H_0(x, y)$ и невозмущенному распределению напоров с помощью соотношений (1).

ЛИТЕРАТУРА

Лаверов Н.П. и др. Подземное выщелачивание полиэлементных руд. – М.: Изд. Академии горных наук. 1998. – 446 с.

Маньковский В.И. Моделирование процессов переноса в геосфере. – М.: РХТУ. 2008 – 124 с.

Роуч П. Вычислительная гидродинамика – М.: Мир. 1980. – 616 с.

Солодов И.Н. и др. // Геология рудных месторождений. 2006. Т.48, № 1. – С. 71-85.

deMarsily G. Quantitative hydrogeology. Orlando, Florida: Academic Press, 1986. 440 p.

Savage D. (ed.) The scientific and regulatory basis for the geological disposal of radioactive waste – Chichester: John Wiley&Sons. 1997. – 437 p.

We derived the total system of equation governing the uranium field development by the underground leaching method. The model describes the process in 2-D areal approximation. It is applied for simulation of the mining of the uranium ore deposit Khokhlovskoye. The input data for the modeling are obtained by geological, hydrogeochemical and hydrological studies of the aquifer endosing the developed part of the ore body.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ОКТЯБРЬСКОЙ КУПОЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ И ЕГО МЕТАЛЛОГЕНИИ

Манилов Ю.Ф.
Институт Тектоники и Геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН (ИТиГ),
г. Хабаровск

ymanilov@itig.as.khb.ru

PETROPHYSICAL INVESTIGATIONS DURING A STUDY OF THE INNER STRUCTURE OF THE OKTYABRSKY DOME AND ITS METALLOGENY

Manilov Yu. F.
Yu. A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far Eastern Branch, the Russian Academy of Sciences (ITiG FEB RAS), Khabarovsk

Задачей проведенных исследований было выявление особенностей строения домелового фундамента территории, картирование магматических образований различного возраста, выявление минерагенических закономерностей. Актуальность изучения обусловлена как практической значимостью –объект находится в Октябрьском золоторудном районе [4], так и чисто научной – эволюция в сложнейшей тектонической обстановке. Картирование основных тектонических элементов региона было невозможно без данных петрофизики, которые позволяют не только идентифицировать структурные особенности, но и фиксировать рудоконтролирующие признаки.

Октябрьский купол расположен в северной части Амурской области в районе сочленения Мамынского блока Аргуно-Мамынского массива, Зейской тектонической зоны Силамунь-Иэньбэньского орогенного пояса и Туранского блока Турано-Чжангуацайлиньского массива [2]. История геологического развития района прослеживается с раннего архея и до настоящего времени. На территории достаточно четко выделяются три периода проявления тектоно-магматической активности, приводящих к существенной переработке древних консолидированных и складчатых структур - раннепалеозойский, позднепалеозойско-раннемезозойский, позднемезозойский. Именно с ними связано формирование наиболее значимых минерагенических единиц территории, содержащих основной минеральный потенциал.

Серьезным препятствием для изучения является закрытость территории, поскольку большая часть ее площади перекрыта осадочными отложениями Амуро-Зейского бассейна, Ушумунской и Среднезейской депрессий. Сложность изучения строения состоит еще и в том, что среди осадков достаточно широко развиты меловые вулканогенные образования, которые также вуалируют структурные особенности более глубинных горизонтов. Применение прямых поисковых методов в таких условиях весьма затруднены, поэтому основной акцент делается на изучение вещественно-

структурных особенностей. Главная цель петрофизических исследований заключается в установлении связей между физическими свойствами и составляющими геофизических полей.

Была использована информация об основных петрофизических характеристиках региона [1,3], получены новые значения характеристик по кернам скважин в пределах Октябрьского купола (всего около 1000 определений плотности (σ)_ и остаточной намагниченности (χ)) . Эта информация легла в основу создания основных геофизических литотипов для их дальнейшего картирования под чехлом.

Плотности осадочно-метаморфических пород изменяется в диапазоне от 2,50 до 2, 86 г/см^3 наименьшую плотность имеют рассланцованные песчаники сухарниковской свиты, а наибольшая характерна для мраморизованных известняков Чагоянской свиты. Плотность осадочно-вулканогенных пород колеблется в пределах 2, 42-2, 77 г/см^3 . Для интрузий плотностной диапазон от 2,52 в гранитах до 2, 86 г/см^3 в карагайских габбро и габбро-диоритах.

По магнитным свойствам большинство пород, независимо от генезиса относится к классу среднемагнитных 50-400*10^{-5} ед.СИ. Наименее магнитны мраморизованные известняки (2-10*10^{-5} ед.СИ), песчаники, алевролиты (до 14*10^{-5} ед.СИ). Наиболее магнитны Гранит-порфиры, фельзит-порфиры (до 1000*10^{-5}ед.СИ) и магнетит -пирротиновые руды (до 2500*10^{-5}ед.СИ).

Полученные по данным изучения физических свойств геофизические литотипы, позволили закартировать под осадками структуру Октябрьской купольной структуры. Наиболее древними породами района являются разнообразные по минеральному составу и структуре контактово-метаморфические породы. Преимущественно развиты слюдисто-кварцевые и андалузит-силлиманитовые слюдяные сланцы, в меньшей степени мраморизованные известняки, кварциты и роговики. Сланцы прорваны интрузией раннемеловых гранитоидов, интенсивно мигматизированы, скарнированы, ороговикованы. Тектоническими разломами толща разбита на отдельные блоки, с фаунистически охарактеризованными отложениями девона нигде не соприкасается. Простирание сланцев северо-восточное, местами субширотное. В пределах рассматриваемой территории по геологическим наблюдениям они картируются также в виде отдельных блоков ограниченных разломами северо-восточной и близширотной ориентировки размерами до десятков квадратных километров. Характеризуются повышенными значениями плотности и дифференцированной в зависимости от наложенных изменений магнитной восприимчивостью.

Гранитоидные образования раннепалеозойского возраста(О?) района работ объединены в октябрьский комплекс и слагают довольно значительные площади на рассматриваемой территории. Они прорывают кристаллические сланцы и известняки рифея (?) и стратиграфически перекрываются осадочными образованиями нижнего-среднего девона (полуночкинская толща).

Характеризуются средними значениями плотностей (2,58-2,64 г/см) и практически не магнитны. Отнесение этих пород к раннепалеозойским по факту перекрытия девонскими осадочными образованиями проблематично. По составу пород и набору характеристик, они более соответствуют позднепалеозойским гранитоидам Туранского блока Буреинского массива относимых к тырмо-бурейнскому комплексу, а факт перекрытия более ранними образованиями, может быть объяснён характерными для района работ надвиговыми явлениями. Большое сходство облика, состава и свойств гранитоидов раннепалеозойского и позднепалеозойского возрастов свидетельствует о вероятной возрастной близости и условий их формирования.

Отложения девона распространены в верховьях р. Бол. Джелтулак и Инкан и представлены – песчаниками, алевролитами, известняками с базальным горизонтом гравелитов, залегающими на выветрелой поверхности ордовикских гранитоидов октябрьского комплекса. Породы повсеместно альбитизированы.

На рассматриваемой территории отложения девона отмечаются в виде пространственно разобщенных участков (блоков) преимущественно ориентированных в близширотном, северо-восточном направлении. Над ороговикованными и скарнированными породами отмечается повышенные магнитные поля.

Раннемезозойский этап развития территории представлен гранитоидными образованиями кислого состава и метаморфизованными в различной степени девонскими осадочными отложениями.

Поздне-мезозойская стадия активности региона совпадает по времени с процессами орогении наиболее интенсивно проявившиеся в пределах соседней Сихотэ-Алинской складчатой системы. Характерными чертами проявленности этой стадии являлось – зарождение в узлах пересечения крупных разломов (преимущественно- близширотных и северо-западных) магматических очагов, их миграция сопровождавшаяся формированием интрузивно-купольных и вулкано-тектонических структур (Умлекано-Огоджинский вуканогенный пояс) с проявлением магматизма в гипабиссальной, эффузивной и экструзивной формах, заложение и окончательное оформление наложенных впадин. На рубеже поздней юры и раннего мела происходит формирование полей вулканитов сопровождавшихся излиянием лав андезитового и дацитового составов и их туфов (талданская свита). Примерно в это же время происходит внедрение интрузий диоритов, гранодиоритов, малых тел и даек пёстрого составов с преобладанием среднего относимых к бурундинскому комплексу, которые уверенно фиксируются данными магниторазведки локальными изометричными и линейными аномалиями преимущественно северо-восточной, близширотной ориентировки.

В пределах Октябрьского купола наблюдается определенная минерагеническая зональность: в центре W, по эндоконтакту – Au по экзоконтакту и за пределами структуры – Fe. Основная часть Au оруденения

связана с северо-западной региональной зоной. Большая часть оруденений находится в опущенном восточном крыле. Часть золотых оруденений, связанны с зелено-сланцевыми толщами, их следует искать в древних протерозойских породах, на контакте с базитами и ультрабазитами.
Проявления W находятся в центральной части купола и связаны, по-видимому, с молодым гранитоидным магматизмом и контролируется внутрикупольными нарушениями северо-западного направленности. Проведенные исследования позволяют говорить, что наиболее перспективным на Fe является юг купола. Акцентировать внимание следует на основных породах раннепротерозойского возраста, сконцентрированных вдоль разломов северо-восточного направления, слабопереработанных тектоно-магматической активизацией.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гурович В.Г.,Романовский Н.П. и др. Физические свойства горных пород Дальнего Востока (справочник), Владивосток 1997, 393с.
2. Карсаков Л.П., Чжао Чуньцин, Малышев Ю.Ф. и др. Тектоника, глубинное строение металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов Обьяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1: 1 500 000.// Владивосток-Хабаровск 2005.С263.
3. Романовский Н.П., Гурович В.Г., Малышев Ю.Ф., Иволга Е.Г Петромагнитная карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов //Тихоокеанская геология, т. 24, №2, 2005.С. 3-9.
4. Сухов В.И., Бакулин Ю.И., Н.П.Лошак и др. Металлогения Дальнего Востока России, Хабаровск, 2000г, с.217.

The relationships between physical properties of rocks and the geophysical fields are established. The main geophysical lithotypes are distinguished which made it possible mapping of the Oktyabrsky Dome structure beneath the sediments. The major mineragenic regularities are revealed within the Oktyabrsky Dome.

ИССЛЕДОВАНИЕ СКОРОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН В ОБРАЗЦАХ КЕРНА СКВАЖИНЫ «ЕНИСЕЙСКАЯ» НИЖНЕКАНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА

Насимов Р.М. [1], **Петров В.А.** [2], **Полуэктов В.В.** [2], **Хаммер Й.** [3]

[1] Институт физики Земли РАН (ИФЗ РАН)

[2] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН)

[3] Федеральное ведомство по геонаукам и природным ресурсам (БГР), Германия

nasimov@ifz.ru

Основными целями настоящего исследования были: 1) Получение данных о скоростях распространения продольных (V_P) и поперечных (V_S) ультразвуковых волн в 8 образцах керна из трех скважин площадки «Енисейская» (Нижнеканский гранитоидный массив) вдоль и поперек оси керна в сухом и водонасыщенном состоянии; 2) Построение топографических карт распределения скоростей в радиальном направлении и их сопоставление с фотографиями (развертками) боковых поверхностей образцов; 3) Расчет динамических упругих модулей для обоих состояний образцов.

Конечными результатами исследований по первому пункту являются: 1) данные об анизотропии скоростей распространения упругих волн в обоих направлениях; 2) данные об изменении скоростей распространения упругих волн при насыщении водой. По этим данным с привлечением значений объемных плотностей ρ исследованных пород рассчитывались динамические модули: модуль объемной упругости $K = \rho(V_P^2 - 4/3 V_S^2)$ и модуль сдвига $\mu = \rho V_S^2$.

Сопоставление топографических карт распределения проекций значений скоростей в радиальном направлении и круговой развертки фотографий позволяет определить причины аномалий распространения упругих волн в образце, например макротрещины или минеральные неоднородности и предсказать возможные скрытые, визуально неопределяемые нарушения или неоднородности распределения (области) высоко- и низкоскоростных минералов внутри образца, границы перехода этих областей.

Эта работа проводится в продолжение работ, начатых нами в 2000 году по изучению гранитоидов Нижнеканского массива с целью поиска площадки для подземной изоляции отработавшего ядерного топлива и высокоактивных РАО.

Main goals of the present study were: 1) Data acquisition about velocity distributions of compressive (V_P) and shear (V_S) ultrasonic waves in 8 core samples from the "Yeniseiskaya" site of the Nizhnekansky granitoid massive in two directions of core

(parallel and perpendicular to axe) in a dry and water saturated state. 2) Build-up of topographic maps of allocation of velocities in a radial direction and their comparison to photos (scans) of lateral surfaces of samples. 3) calculation of dynamic elastic modules for both states of samples.

These studies are spent throughout operations begun by us in 2000 on examination of granitoids of the Ninzhnekansky massive for the purpose of search of a site for long-term underground disposal of SNF and HLW.

КВАЗИПРОДОЛЬНЫЕ И КВАЗИПОПЕРЕЧНЫЕ УПРУГИЕ ВОЛНЫ В ТЕКСТУРИРОВАННЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Никитин А.Н, Иванкина Т.И., Игнатович В.К.
Лаборатория нейтронной физики им.И.М.Франка, Объединенный институт ядерных исследований (ОИЯИ), 141980 Дубна Московская обл., Россия

nikitin@nf.jinr.ru

Для того, чтобы определить сейсмическую анизотропию и оценить вклад ориентированных трещин и кристаллографической текстуры минералов в объемную анизотропию образцов горных пород были использованы два различных метода [Ivankina, Kern and Nikitin, 2005]. Во-первых, проводились измерения скоростей *P*- и *S*-волн в трех ортогональных направлениях как функций давления и температуры, и, во-вторых, моделировалось трехмерное распределение скоростей упругих волн на основе нейтронных данных о текстурах образцов. Для сравнительного исследования были отобраны керны биотитовых плагиоклазовых гнейсов (К8802, К9002) из Архейского фундамента Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 и образец гнейса (OKU818) из скважины в Оутокумпу (Финляндия).

Моделирование упругих свойств образцов на первом этапе включало расчет средних упругих модулей каждой поликристаллической минеральной фракции на основе функции распределения зерен по ориентациям (ФРО), восстановленной из нейтронно-дифракционных данных, с использованием упругих модулей монокристаллов. Применяемый в работе метод осреднения упругих модулей для поликристаллического текстурированного агрегата не учитывает наличие пор и трещин в образце. Вычисление проводилось по схеме Фойгта-Ройсса-Хилла.

Значения скоростей квазипоперечных *S*-волн, полученные по текстурным нейтронно-дифракционным данным, и измеренные акустическими методами, ведут себя по-разному в образцах биотитовых гнейсов. В основном, модельные скорости *S*-волн (*Vs1, Vs*2) оказываются выше экспериментально измеренных, за исключением образца К8802. В нем при расчетах не принималась во внимание текстура биотита. Видимо по этой причине значения скорости быстрой квазипоперечной волны (*Vs1*) для некоторых направлений в образце (*A* и *C*) оказываются ниже экспериментальных.

Проведен теоретический анализ особенностей распространения продольных и поперечных упругих волн в анизотропных средах. Звуковые волны всегда отражаются от границы раздела сред с различными упругими свойствами. То же самое происходит, если среды отличаются только направлениями a и a', и (или) величиной анизотропии ξ, ξ'. На границе раздела в общем случае будут порождаться три отраженных и три преломленных волны с той же частотой, но различающимися направлениями. Иными словами, при падении звукового луча на границу раздела таких сред

происходит тройное расщепление отраженного и преломленного лучей и нарушается закон Снеллиуса.

В результате проведенного в данной работе анализа экспериментальных данных и следствий из теории распространения упругих волн в анизотропных средах, можно заключить, что в анизотропных средах (кристаллических или текстурированных поликристаллических) в произвольных направлениях существуют смешанные (или связанные) продольно-поперечные, либо поперечно-продольные акустические волны.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 07-05-00303.

ЛИТЕРАТУРА

Ivankina T.I., Kern H.M. and Nikitin A.N. Directional dependence of P- and S-wave propagation and polarization in foliated rocks from the Kola superdeep well: Evidence from laboratory measurements and calculations based on TOF neutron diffraction // Tectonophysics, 2005. V. 407. P. 25-42

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА БАЗАЛЬТОВ В УСЛОВИЯХ ОДНООСНОЙ ДЕФОРМАЦИИ С НАЛОЖЕНИЕМ МОДУЛИРУЮЩЕГО ВОЗДЕЙСТВИЯ

Патонин А.В.
Геофизическая обсерватория "Борок" филиал Института Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Борок, Россия

patonin@borok.yar.ru

На управляемом электрогидравлическом прессе INOVA проведены испытания серии образцов габброидов, плагиобазальтов и базальтов. Образцы, предоставленные А.Я.Салтыковским, были отобраны из различных районов Исландии. Методика подготовки материала для проведения испытаний заключалась в формировании кубика с размером грани 1см. и дальнейшей шлифовкой. Шлифовка необходима для придания параллельности оснований и тем самым устранения влияния перекосов на деформационные характеристики материала. Размеры подготовленных образцов не позволяли производить измерения скоростей упругих волн и регистрировать волновые формы сигналов акустической эмиссии (АЕ). Для фиксации энергетических характеристик сигналов АЕ была использована одноканальная система регистрации с объемным пьезоэлектрическим датчиком. Эта система позволяла проводить оценку амплитуды сигнала и время его прихода с высокой точностью. Для регистрации возникающей нагрузки и деформации использовалась собственная регистрирующая система пресса INOVA. Основное отличие в методике проведения испытаний заключалось в том, что был использован специальный режим нагружения. Суть его в том, что на начальном этапе эксперимента задавалась линейная осевая деформация. С постоянной скоростью, равной 1.0E-6. Затем на эту деформацию накладывалось слабое модулирующее воздействие, составляющее по амплитуде примерно 0.2-0.5% от максимальной деформации. Отклик на действующую модуляцию по нагрузке составлял 5-10кГ. Период модуляции выбирался из соображений некого подобия модели реальным земным условиям, где присутствуют периодические компоненты, связанные с лунными и солнечными циклами. Такой режим испытаний можно считать более правильным и естественным. По достижении предела прочности материала включался обратный ход деформации и образец разгружался по тому же модулирующему закону. По результатам проведенных испытаний проводились оценки предельных нагрузок, строились распределения амплитуд сигналов АЕ от их количества, определялся показатель b-value для различных этапов нагружения.

На рисунках 1, 2 и 3 представлены графики изменения осевой нагрузки, осевой деформации и числа событий АЕ в секунду от времени для различных типов пород. Наиболее прочными оказались породы лавового потока.

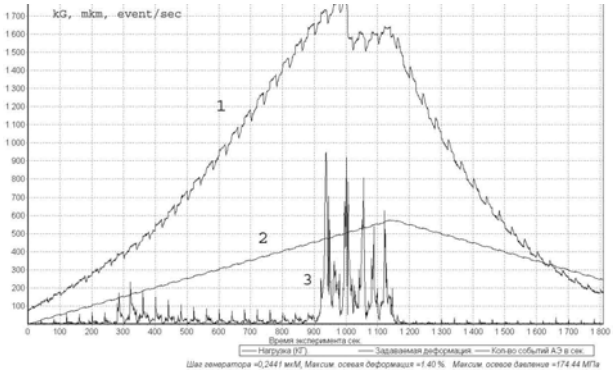


Рис.1 Останец лавового потока. 1-нагрузка в кГ, 2-деформация в мкМ, 3-число событий АЕ в секунду.

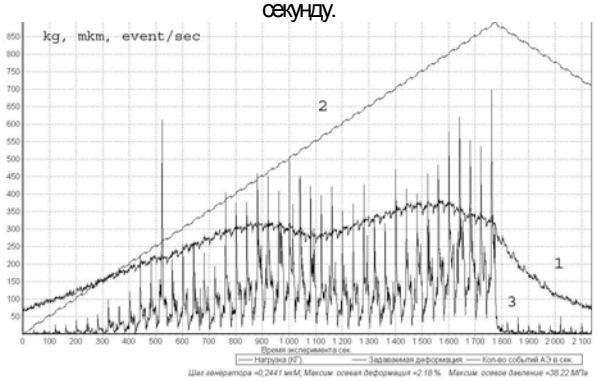


Рис.2. Плагиобазальт. 1-нагрузка в кГ, 2-деформация в мкМ, 3-число событий АЕ в секунду.

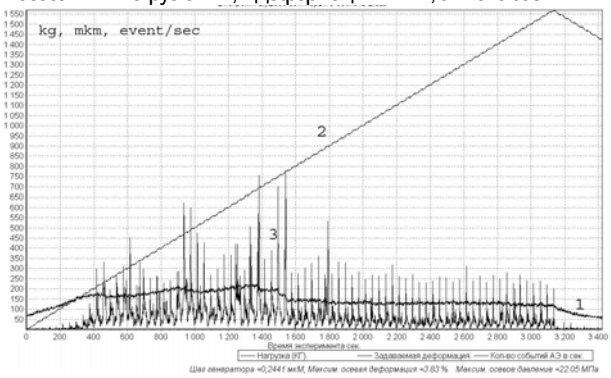


Рис.3. Базальт. 1-нагрузка в кГ, 2-деформация в мкМ, 3-число событий АЕ в секунду.

Их структура более равномерная, с малым количеством дефектов. Соответствующее число событий АЕ, являющиеся результатом акта образования микротрещин, сравнительно небольшое. Уровень осевой

деформации в пределах 1.5%. Характер разрушения носит лавинообразную форму с несколькими скалывающими ступеньками. Порода достаточно монолитна и отклик на модулирующее воздействие слабый. Процессы релаксации породы проходят быстро, что выражается в резком спаде акустической активности после момента подачи дополнительного воздействия. Для плагиобазальта и габброидных пород характерна меньшая предельно допустимая осевая нагрузка. Отклик на модулирующее воздействие увеличивается по мере приближения к пределу прочности и намного превосходит реакцию предыдущего материала. Характер разрушения плавный без видимых сбросов нагрузки. Материал обладает хорошей текучестью. Накопленная внутренняя энергия быстро и равномерно рассасывается, не давая сильных всплесков акустической активности. Наименее прочными оказались породы базальтов. Обладая самой высокой текучестью, они допускали деформацию до 3 и выше процентов. Интенсивность АЕ находилась на среднем уровне, но при этом, за счет большей деформации, общее число событий переваливало за 500 тыс. шт. Прочность материала была низкая и в ходе деформации порода медленно рассыпалась. Нагрузочная кривая не имела резких переломов и практически сразу выходила на пологий участок.

Материал ——— Параметр	301	11-11	39-В	275	368	359	349
Предельная нагрузка МПа	118.58	174.44	173.85	88.49	61.25	22.05	38.22
Предельная деформация %	1.53	1.4	1.66	1.31	1.27	3.83	2.18
Предельное число событий в секунду Шт.	850	900	500	130	600	700	550
Общее число событий Шт.	709432	299506	124260	50436	283289	686609	617070

Табл.1 Сравнительные характеристики тестированных материалов.

Основные параметры испытанных материалов сведены в результирующую таблицу. Примерно одинаковые предельные осевые деформации для лавовых и габброидных пород колеблются в пределах 1.5%. Для базальтов это значение увеличивается 1.5-2 раза. Предельное число событий в секунду для всех материалов примерно одинаковое, за исключением образца 275-габброид из дайки, с-в Исландия Крокосфьордур.

Применение режима деформации с модулирующим воздействием позволило по отклику акустической активности более четко классифицировать материалы по степени трещиноватости, прочностным и акустическим характеристикам.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 07-05-00335-а).

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЗАИМОСВЯЗИ ДИНАМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ: ВЯЗКОСТИ МАГМ И ДИФФУЗИИ ВОДЫ В НИХ ПРИ Т, Р – ПАРАМЕТРАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Персиков Э. С., Бухтияров П.Г.
Институт экспериментальной минералогии (ИЭМ) РАН,

persikov@iem.ac.ru)

INVESTIGATION OF THE INTERRELATIONSHIP BETWEEN DYNAMIC PROPERTIES OF MAGMATIC SYSTEM: VISCOSITY OF MAGMATIC MELTS AND WATER DIFFUSIVITY AT THE T, P – PARAMETERS OF THE EARTH'S CRUST.

Persikov E.S., Bukhtiyarov P.G.
Institute of Experimental Mineralogy (IEM) RAS

Вязкость магм и диффузия воды являются чрезвычайно важными динамическими и структурно-химическими свойствами, которые определяют многие особенности процессов эволюции и становления магм в условиях существования в земной коре и мантии, а также при вулканических извержениях. Поэтому уже несколько десятилетий активно проводятся экспериментально-теоретические исследования вязкости модельных алюмосиликатных расплавов и расплавов горных пород разного состава [Brearley et al., 1986; Bottinga, Weill, 1972; Dingwell et al., 2004; Giordano et al., 2004; Kushiro et al., 1976; Персиков Э.С., Бухтияров П.Г., 2004; Persikov,1991, 1998; Persikov et al., 1990; Richet et al., 1996; Shaw, 1972; Whittington et al., 2004; и др.], а также диффузии воды в них [Behrens et al., 2004; Chekhmir and Epel'baum, 1991; Lapham et al., 1984; Персиков Э.С. и др. 2005; Persikov et al, 2006, 2007; Watson, 1994; Zhang and Stolper, 1991; и др.] при высоких температурах и давлениях. Однако, несмотря на многолетние исследования вязкости магм и диффузии воды в них, очевидно, что совершенно нереально охватить экспериментальными исследованиями все огромное разнообразие гетерофазных магматических расплавов по составу петрогенных и летучих компонентов и диапазону Т, Р – параметров. Усовершенствованная структурно-химическая модель Персикова по расчету и прогнозу вязкости магм при Т,Р – параметрах земной коры и верхней мантии имеет теоретическую базу и хорошую точность [Persikov, 1991, 1998, 2007]. А прогнозных моделей по диффузии воды в магмах в полном ряду их составов и диапазону Т, Р – параметров земной коры вообще не было предложено [Behrens et al., 2004; Persikov et al., 2005]. Кроме того, совершенно недостаточно была изучена диффузия воды в относительно деполимеризованных расплавах андезита и базальта. В целом, несмотря на многолетние исследования, осталось достаточно много не решенных фундаментальных проблем, которые касаются практически всех аспектов процесса диффузии воды в этих расплавах:

1. Зависимость диффузии воды в силикатных расплавах от химического состава в диапазоне составов магматических расплавов от риолита до базальта не была установлена.

2. Зависимость диффузии воды в силикатных расплавах от содержания воды в них весьма значительна. Однако, строго достоверной зависимости D_{H_2O} от концентраций воды (C_{H_2O}) в таких расплавах не установлено, хотя и получено хорошее соответствие результатов для кислых расплавов (риолит, обсидиан и др.). А для андезитовых и базальтовых расплавов зависимость диффузии воды от C_{H_2O} не была известна.

3. Установлено, что температурная зависимость диффузии воды является экспоненциальной для всех изученных расплавов, однако, полученные значения энергий активации диффузии не были сопоставимы в строгом физико-химическом смысле.

4. Оставалась нерешенной проблема зависимости диффузии воды от давления в диапазоне составов магматических расплавов от риолитовых до базальтовых.

В результате начатых нами систематических исследований диффузии воды в магмах, одна из перечисленных выше проблем была частично решена. Впервые установлены достоверные изотермические зависимости диффузии воды от ее концентрации в андезитовых и базальтовых расплавах при высоких давлениях, с использованием новой, мало градиентной методологии изучения диффузии воды в силикатных и магматических расплавах [Persikov et al, 2006, 2007]. Однако, совершенно очевидно, что для решения всех проблем по диффузии воды в магмах в полном диапазоне их составов и T, P – параметров, потребуется еще не одно десятилетие. Поэтому, на настоящем этапе исследований представляется целесообразным следующий способ решения указанных выше проблем по диффузии воды в магмах. Согласно закону Стокса – Энштейна, в простых молекулярных жидкостях должна соблюдаться обратно пропорциональная зависимость между вязкостью таких жидкостей и диффузией компонентов в них.

На Рис. 1 представлена диаграмма обобщенной взаимосвязи диффузии воды в магматических расплавах и их вязкости. Диаграмма получена с использованием всего банка экспериментальных данных по диффузии воды в расплавах в ряду риолит (гранит, обсидиан) – дацит – андезит - толеитовый базальт и расчетов их вязкости с использованием упомянутой структурно–химической модели Персикова. Необходимо отметить, что эта модель позволяет рассчитывать с достаточной точностью вязкость магматических расплавов, как функцию следующих параметров: а) температуры; б) литостатического и флюидного давлений; в) состава расплава, включая летучие компоненты (H_2O, OH^-, CO_2, CO_3^{2-}, F); д) соотношения катионов: Al^{3+} / ($Al^{3+} + Si^{4+}$); Fe^{2+} / ($Fe^{2+} + Fe^{3+}$); Al^{3+} / ($Na^+ + K^+ + Ca^{2+} + Mg^{2+} + Fe^{2+}$); г) объемного содержания кристаллов и пузырей (до 45 %).

При этом погрешности экспериментальных данных по диффузии воды в магматических расплавах и расчетные значения их вязкости составили одну и ту же величину (± 30 отн. %).

Анализ полученных результатов показал следующее:

1. Установленная взаимосвязь диффузии воды в магматических расплавах и их вязкости качественно соответствует закону Стокса – Энштейна и соотношению Эйринга, т.е. соблюдается с хорошей степенью приближения обратно пропорциональная зависимость между вязкостью магм и диффузией воды в них.

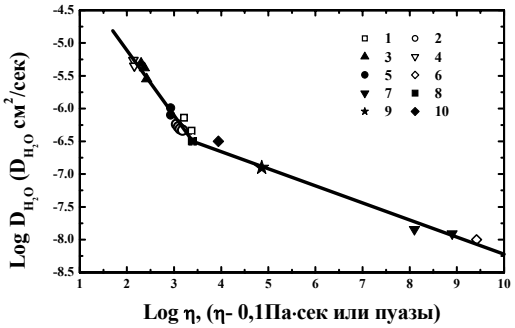


Рис. 1. Обобщенная взаимосвязь вязкости магматических расплавов и диффузии воды.

1 - андезит, 1300°С, Р = 100 МПа, C_{H_2O} до 3 масс. %; 2 –высокоглиноземистый базальт, 1250°С, Р = 50 МПа, C_{H_2O} до 2.5 масс. %; 3 – толеитовый базальт, 1300°С, Р = 100 МПа, C_{H_2O} до 3 масс. %; 4 - MORB, 1300°С, Р= 1 ГПа, C_{H_2O} до 0.4 масс. %, [Zhang & Stolper 1991]; 5 – андезит, 1300°С, Р = 1 ГПа, C_{H_2O} = 1 масс. %, [Behrens et al., 2004]; 6 – обсидиан, 850°С, Р до 200 МПа, C_{H_2O} до 1 масс. %, [Shaw, 1974]; 7 - обсидиан, 850°С, Р до 500 МПа, C_{H_2O} до 1 масс. %, [Lapham et al., 1984]; 8 - андезит, 1300°С, Р = 100 МПа, C_{H_2O} = 0, точка перелома [Persikov, 1991]; 9 – риолит, 1300°С, Р = 1ГПа, C_{H_2O} = 1 масс. % [Behrens et al., 2004]; 10 – дацит, 1300°С, Р= 1ГПа, C_{H_2O} = 1 масс. %, [Behrens et al., 2004].

2. Установленная взаимосвязь двух динамических свойств магм совершенно определенно разделяется на два диапазона с разными количественными соотношениями: полимеризованные расплавы (обсидиан, риолит, дацит, сухой андезит) - на Рис. 1 справа, и деполимеризованные расплавы (водосодержащий андезит, базальт) – слева на диаграмме.

3. Точка перелома полученной зависимости имеет при этом строгий структурно-химический смысл - завершается распад каркасной структуры

расплава при значении степени деполимеризации, которая соответствует безводному андезитовому расплаву.

4. В пределах указанных выше погрешностей, полученные зависимости с высокими значениями коэффициентов корреляции описываются следующими простыми уравнениями, соответственно:

$$\text{Log } D(H_2O) = -(0{,}74 \text{Log } \eta + 7{,}74); \qquad r^2 = 0{,}95 \qquad (1)$$

(деполимеризованные расплавы: андезит, базальт)

$$\text{Log } D(H_2O) = -(0{,}29 \text{Log } \eta + 9{,}35); \qquad r^2 = 0{,}95 \qquad (2)$$

(полимеризованные расплавы: риолит, обсидиан, альбит, дацит), *где $D(H_2O)$ – $м^2/сек$, η - пуазы или 0,1Па·сек.*.

Структурно-химическая модель Персикова для расчета вязкости магм и уравнения (1 и 2) рекомендуются для количественного анализа многих особенностей магматических и вулканологических процессов, а также их кинетики и динамики.

Благодарности. *Авторы признательны американским коллегам E. Stolper и S. Newman (Калифорнийский Технологический Институт, США) за полезное обсуждение результатов и за ценные дискуссии.*
(Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 06-05-64631)

ЛИТЕРАТУРА

Behrens H., Zhang Y., Xu Z. (2004). H_2O diffusion in dacitic and andesitic melts // Geochim. Cosmochim. Acta. **68**, 5139-5150.

Bottinga Y., Weill D.F. (1972). The viscosity of magmatic silicate liquids: a model for calculation // Am. J. Sci., **272**, 438–475.

Brearley M., Dickinson J. E. Jr, Scarfe M. (1986). Pressure dependence of melt viscosities on the join diopside-albite. // Geochim. Cosmochim. Acta. **30**, 2563-2570.

Chekhmir, A.S., and Epel'baum, M.B. (1991). Diffusion in magmatic melts. In: "Physical chemistry of magmas. Adv. Phys. Geochem." L.L. Perchuk & I. Kushiro, Eds., Springer-Verlag, New York, **9**, 99-119.

Dingwell D.B., Courtial P., Giordano D., Nichols A.R.L. (2004). Viscosity of peridotite liquid // Earth Planet. Sci. Lett., **226**, 127–138.

Giordano D., Dingwell D.B. (2003). Non-Arrhenian multicomponent melt viscosity: a model // Earth Planet. Sci. Lett., **208**, 337–349.

Kushiro I., Yoder Jr. H.S., Mysen B.O. (1976). Viscosities of basalt and andesite melts at high pressures // J. Geophys. Res., **81**, 6351–6356.

Lapham, K.E., Holloway, J.R., Delaney, D.B. (1984). Diffusion of H_2O in obsidian at elevated temperatures and pressures. J. Non-Cryst. Solids, **67**, 179-191.

Persikov E.S., Zharikov V.A., Bukhtiyarov P.G., Pol'skoy S.F. (1990). The effect of volatiles on the properties of magmatic melts // Eur. J. Mineral., **2**, 621-642.

Persikov, E.S. (1991). The viscosity of magmatic liquids: experiment, generalized patterns; a model for calculation and prediction; application. In: "Physical chemistry of magmas. Adv. Phys. Geochem., L.L. Perchuk & I. Kushiro, eds., Springer-Verlag, New York, **9**, 1–40.
Persikov, E.S. (1998). Viscosities of model and magmatic melts at the pressures and temperatures of the Earth's crust and upper mantle. Russian Geol. Geophys. **39**, No 11, 780–1792.
Персиков Э.С., Бухтияров П.Г. (2004). Экспериментальное исследование влияния литостатического и водного давлений на вязкость силикатных и магматических расплавов. Новая структурно-химическая модель расчета и прогноза их вязкости. Сб.: Экспериментальная минералогия, некоторые итоги на рубеже столетий. Редакторы: В.А. Жариков, В.В. Федькин. Наука, Москва, **1**, 103-122.
Persikov E.S., Stolper E.M., Newman S., Bukhtiyarov P.G., Zhang Y., Nekrasov A.N. (2006). Water diffusion in silicate melts. Unsolved problems and possible ways to solve some of them. // 11th International Conference on Experimental Mineralogy, Petrology and Geochemistry. EMPG-XI. Bristol. UK, 58.
Persikov E.S. (2007). Structural chemical model to calculate and predict the viscosity of magmatic melts in full range of compositions and conditions. General Assembly EGU-2007. Vienna. Geophysical Research. Abstracts, vol. 9, A-02262. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2007-A-02262C European Geosciences Union.
Persikov E.S., Bukhtiyarov P.G. (2007) Investigation of the diffusivity of H_2O in mafic melts on water content. Сб.: Труды VIII-ой Международной конференции " Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле", Москва, ГЕОХИ, 102-105.
Richet P., Lejeune A.-M., Holtz F., Roux J. (1996). Water and the viscosity of andesite melts // Chem. Geol., **128**, 185–197.
Shaw H.R. (1972). Viscosities of magmatic silicate liquids: an empirical method of prediction // Am. J. Sci., **272**, 870–893.
Shaw H.R. (1974). Diffusion of H_2O in granitic liquids; Part I. Experimental data; Part II. Mass transfer in magma chambers // In: "Geochemical Transport and Kinetics" A. W. Hofmann et al., Eds. Carnegie Institute Washington Publ., Washington, **634**, 139-170.
Watson E.B. (1994). Diffusion in volatile-bearing magmas // In: "Reviews in Mineralogy", M.R. Carrol & J.R. Holloway Eds. MSA. Washington. **30**, 371-411.
Whittington A., Richet P., Behrens H., Holtz F., Scaillet B. (2004). Experimental temperature–X(H_2O)–viscosity relationship for leucogranites and comparison with synthetic silicic liquids // Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci., **95**, 59–71.
Zhang, Y. & Stolper, E. M. (1991). Water diffusion in a basaltic melt. Nature, **351**, 306-309.

Experimental study of magmatic melts viscosity and water diffusion in a full range of composition and conditions seems to be impossible, a few decades should be needed to solve a many important problems in this area. Therefore at this stage of

study, the next method to solve these problems has been suggested. In accordance with the fundamental Stokes-Einstein equation, the diffusion coefficients of any component have to be inversely proportional to viscosity of liquid.

Interrelationship between two dynamic properties of magmatic melts has been obtained using all published experimental data on water diffusion in silicate and magmatic melts and the calculated data of viscosity, obtained using Persikov's structural chemical model [Persikov, 1991, 1998, 2007]. It is necessary to emphasize that this model has been developed to predict and calculate for the first time magmatic melt viscosity as the functions of the following parameters: Ptotal; Pfl; T; melt composition, including volatiles components (H_2O, OH^-, CO_2, CO_3^{2-}, F, Cl); the cation rations: $Al^{3+} / (Si^{4+} + Al^{3+})$; $Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Fe^{3+})$; $Al^{3+} / (Na^{+} + K^{+} + Ca^{2+} + Mg^{2+} + Fe^{2+})$; and a volume fraction of the crystals and bubbles (up to 0.45).

The analysis of the results obtained showed as follows:

1. The determined interrelationship between water diffusion in magmatic melts and their viscosity corresponds qualitatively to the Stokes-Einstein law, i.e. a reversely proportional dependence between viscosity of magmas and water diffusion is observed with a good degree of approximation.
2. The inflection point of this dependence has a structural chemical meaning and divides the relationship into two compositional ranges: polymerized melts and depolymerized melts.
3. Simple equations are suggested to estimate $D(H_2O)$ (± 30% relative) in magmatic melts in the full range of composition from acidic to basic and conditions.
4. Calculated viscosity (± 30% relative) of magmatic melts correlates reasonably well with the experimental data on $D(H_2O)$ (± 30% relative) over a wide range of melt composition from rhyolite (obsidian) to basalt at the T, P - parameters of the Earth's crust.

The authors are grateful to Edward Stolper and Sally Newman (Caltech, USA) for their collaboration in study of water diffusivity and for valuable discussions.

ЭТАПЫ ФЛЮИДОПРОНИЦАЕМОСТИ РАЗЛОМНЫХ ЗОН УРТУЙСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА, ЮВ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Петров В.А.[1], Полуэктов В.В.[1], Щукин С.И.[2], Леспинас М.[3], Хаммер Й.[4], Насимов Р.М.[5]
[1]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН), [2]ОАО «Приаргунское производственное горно-химическое объединение», [3]Университет Нанси-1, Вандувр-ле-Нанси, Франция,
[4]Федеральное ведомство по геонаукам и природным ресурсам (БГР), Ганновер, Германия,
[5]Институт физики Земли (ИФЗ РАН)
vlad@igem.ru

CONSECUTION OF FLUIDOPERMEABILITY OF FAULTED ZONES WITHIN THE URTUY GRANITIC MASSIF, SE TRANSBAIKALIA

Petrov V.A.[1], Poluektov V.V.[1], Schukin S.I.[2], Lespinasse M.[3], Hammer J.[4], Nasimov R.M.[5]
[1]Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM RAS), [2]Priargunsky Industrial Mining and Chemical Corporation. [3]University Nancy-1, Vandoeuvre-les-Mamcy, France, [4]Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Germany, [5]Institute of Physics of the Earth (IFZ RAS)

При установлении пространственно-временной связи между деформацией кристаллических массивов, флюидной проницаемостью пород и отложением рудного вещества необходимо воссоздать хронологию событий. Один из путей решения этого вопроса – реконструкция зависимости геометрии деформационных микроструктур от параметров поля напряжений в сочетании со свойствами палеофлюидов, которые фиксируются в микроструктурах как газожидкие включения (ГЖВ). «Первичные» ГЖВ в минералах используются как маркеры термобарических и физико-химических процессов (Roedder, 1984), а цепочки ГЖВ («вторичные»), получившие название «плоскости ГЖВ (ПГЖВ)» – как индикаторы изменения геометрии флюидопроводящих разрывов и геотектонической обстановки палеопроницаемости пород (Lespinasse, Cathelineau, 1990). Пространственная ориентировка ПГЖВ меняется при перестройке поля напряжений. На начальных этапах деформаций в породах формируются микротрещины отрыва, ориентированные перпендикулярно к оси наименьшего сжатия σ_3. Вектор максимальной проницаемости структур лежит в плоскости $\sigma_1\sigma_2$, вдоль которой происходит миграция флюидов. С течением времени и в результате изменения тектонической обстановки флюидопроводящие микротрещины испытывают компрессию и закрываются, «запечатывая» ПГЖВ первой генерации. Смена тектонической обстановки приводит к новому этапу деформаций, что неизбежно отражается на ориентировке ПГЖВ второй генерации, а изменение термобарических и физико-химических условий – на составе и свойствах включений. В случае нового этапа деформаций формируются ПГЖВ третьей генерации и т.д.

Хронология развития ПГЖВ и их пространственные параметры (простирание, угол падения) устанавливаются с помощью микроструктурного анализа (универсальный столик Федорова), а статистический анализ двумерных цифровых изображений шлифов, изготовленных из ориентированных образцов (метод

Anlma, Lespinasse et al., 2005), в дополнение к пространствен-ным параметрам позволяет рассчитать основные фильтрационные (апертура, пористость, проницаемость) характеристики. Состав и свойства ГЖВ (Т-Р, солеенность, содержание H_2O, CO_2, CH_4, N_2 и т.д.), связанные с физико-химическими процессами в системе «флюид - порода», устанавливаются с помощью микротермометрических измерений и рамановской спектроскопии. Определе-ние ориентировки осей палеонапряжений на региональном и локальном уров-нях с помощью стрейн-анализа (Angelier, 1979; Гущенко, 1979) завершает процедуру воссоздания тектонической истории региона и путей миграции флюидов.

Эти закономерности и методические подходы использовались нами при изучении Уртуйского гранитного массива (УГМ), обрамляющего Стрельцовскую кальдеру в ЮВ Забайкалье – главного источника урановорудного сырья в настоящее время. Основная цель исследований – реконструкция хронологии событий и установление пространственно-временной взаимосвязи между процессами деформаций массива, циркуляции флюидов в разломных зонах и отложения урановорудного вещества.

УГМ расположен в СЗ обрамлении Стрельцовской кальдеры и занимает площадь ~45 км^2. На этой площади было выделено и изучено 20 базовых точек, представляющих собой выходы коренных пород. Их пространственное положение определялось на местности по карте масштаба 1:25 000. Затем с помощью топографической системы Surfer 7 формировался план поверхности УГМ, на котором базовые точки «привязаны» в координатах X-Y-Z.

Методами «мокрой химии», РФА и ICP-MS/ES определен петрохимический состав пород и выделены их следующие группы: 1) породы гранодиоритового ряда и их разгнейсованные разновидности с содержанием SiO_2 ~66 %. Они обеднены Al_2O_3 (12.5%) и CaO (0.75%) за счет интенсивного развития биотита, высокотемпературной калишпатизации и альбитизации; 2) лейкократовые разновидности гранитов с содержанием SiO_2 от 73 до 78%. Низкие содержания CaO и Na_2O обусловлены процессами калишпатизации, альбитизации и, возможно, грейзенизации; 3) гранитоиды из зон бластеза, рассланцевания и окварцевания с высоким (>78 %) содержанием SiO_2 («бластомилонитовые» кварцевые ядра разломов).

Процедура полевых изысканий состояла в следующем: 1) структурно-геологическое и минералого-петрографическое картирование базовых точек с определением морфогенетических характеристик разрывных нарушений, выявлением разновидностей вмещающих пород и характера их гидротермально-метасоматических преобразований; 2) микротектонический анализ (стрейн-анализ) разрывных нарушений для реконструкции этапов тектогенеза и установления динамики изменения тектонофизических условий; 3) отбор ориентированных в пространстве образцов пород для дальнейшего изучения.

Лабораторные исследования включали: 1) определение направлений главных нормальных напряжений по индикаторам сдвижений на плоскостях разрывов для различных этапов тектогенеза с использованием метода Мерсье

(Mercier et al., 1992); 2) оптическую микроскопию и минералого-петрографическое описание шлифов с целью выявление состава, характера метасоматических изменений и деформационных преобразований пород (микроскоп Olympus BX51 с приставкой Olympus Camedia 7070zoom); 3) визуализацию ПГЖВ и статистический анализ их пространственных параметров на цифровых изображениях ориентированных шлифов (метод Anlma); 4) определение характера распределения урана и его содержаний методом осколковой радиографии (дубликаты ориентированных шлифов и лавсановые детекторы облучались в МИФИ тепловыми нейтронами с флюенсом $J=8x10^{15}$ н/см^2).

Обобщение структурно-геологических и петрографо-минералогических данных позволяет выделить пять основных элементов внутреннего строения УГМ: 1) первичная магматическая линейность (фолиация); 2) зона пластических деформаций («рассланцевания») СВ-ЮЗ простирания; 3) зоны «полухрупких» деформаций ССВ-субмеридионального простирания; 4) разломы сбросового и сбросо-сдвигового характера СВ-ЮЗ, субмеридионального и СЗ-ЮВ простирания, 5) системы трещин.

По пространственной ориентировке магматической линейности контур и строение массива в целом определены. В широтном разрезе линейность замыкается в виде купола с крутопадающими крыльями и прогнутой седловидной центральной частью, а в меридиональном разрезе строение купола осложнено широтными складками, создающими гофрированную структуру сжатия. Характерная черта строения СВ-ЮЗ зон пластических деформаций («рассланцевания») мощностью до 2 м – многочисленные будины кварц-полевошпатового состава в интенсивно развальцованном кварц-хлорит-карбонатном цементе. Зоны «полухрупких» деформаций ССВ-субмеридионального простирания (мощность до 15 м) представлены несколькими милонитовыми швами. Наиболее крупные сбросы и сбросо-сдвиги СВ-ЮЗ, субмеридионального и СЗ-ЮВ простирания отличаются от структур «полухрупких» деформаций наличием одного шва (мощностью до 1 м), сопровождающегося интенсивной трещиноватостью. Здесь фиксируются штрихи и борозды скольжения, по которым уверенно восстанавливается характер перемещений крыльев разломов. Геометрический (генезис, морфология) и статистический (элементы залегания, апертура, объемная плотность, минеральное выполнение) анализы показали наличие протяженных СВ-ЮЗ, ССВ-ЮЮЗ, СЗ-ЮВ, ЗСЗ-ВЮВ и субмеридиональных трещинных зон.

Для воссоздания последовательности тектонических событий использовался метод Мерсье, основанный на взаимосвязи между типом (сброс, взброс, сдвиг) перемещений в зонах разломов и формами палеорельефа. Тип перемещений и направления осей напряжений устанавливались с помощью статистического анализа данных по ориентировке и относительному времени формирования борозд и штрихов скольжения на плоскостях разрывов (стрейн-анализ), а последовательность возникновения рельефных форм – с помощью геоморфологического дешифрирования.

В пределах УГМ выделено четыре основные этапа деформаций, в течение которых изменялась ориентировка осей главных нормальных напряжений и происходила смена тектонических режимов: I этап – становление магматического тела; II этап – пластические деформации, включая формирование СВ-ЮЗ зоны пластических деформаций (стадия 1) с преимущественно сдвиговым характером перемещений блоков и «полухрупких» (стадия 2) деформаций со сдвиго-сбросовыми перемещениями вдоль ССВ-субмеридиональных разломов; III этап – хрупкие деформации, включая формирование СВ-ЮЗ (стадия 1) и СЗ-ЮВ (стадия 2) сбросов, IV этап – хрупкие деформации, включая сбросо-сдвиговые перемещения по зонам разломов и формирование систем трещин.

Становление магматического тела происходило, по-видимому, в протерозойский геотектонический цикл (ГТЦ) в обстановке общего растяжения с дополнительной компонентой субмеридионального сжатия. Об этом свидетельствуют данные по элементам залегания первичной магматической линейности. На II этапе деформаций оси главных нормальных напряжений σ_1 и σ_3 были ориентированы субгоризонтально, а ось σ_2 – вертикально, что характерно для сдвигового тектонического режима. В течение III этапа деформаций сдвиговый режим постепенно сменился сбросовым тектоническим режимом с ВСВ-ЗЮЗ направлением растяжения. Такая особенность поля напряжений сохранялась на протяжении позднего протерозоя и палеозоя (каледонский и варисский ГТЦ). В мезозое (IV этап деформаций) характер поля напряжений вновь изменился и возобладал сдвиговый режим транспрессии ($\sigma_V=\sigma_2\approx\sigma_3$). В течение этого этапа деформаций наиболее интенсивные сдвиговые перемещения происходили вдоль ССВ-субмеридиональных и ЗСЗ-субширотных разломов. Изменение геотектонической обстановки произошло в Забайкалье в T_3-J_2 время (Delvaux et al., 1995). Это связано с инверсией тектонических движений, вызванных глобальной перестройкой поля напряжений. Отметим, что на границе палеозоя и мезозоя изменилась ориентировка плоскости $\sigma_1\sigma_2$, определяющей директивное направление максимальной флюидопроницаемости структур.

Реконструкция особенностей фильтрации флюидов в разломных зонах в прошедшие геологические эпохи проведена по закономерностям распределения ПГЖВ в сочетании со стрейн-анализом структурных парагенезисов. Полученные данные показывают, что ориентировки в пространстве разломно-трещинных зон УГМ и микронеоднородностей (ПГЖВ) в целом совпадают. Это свидетельствует о единых механизмах их формирования на разных этапах тектогенеза. Среди ПГЖВ наиболее интенсивно проявлены микроструктуры трех направлений: ССЗ-ЮЮВ, ССВ-субмеридионального и СВ-ЮЗ. ПГЖВ этих направлений присутствуют во всех образцах, но первые наиболее проявлены в восточной части массива, вторые – в центральной, а третьи – в западной и южной частях массива. При этом ПГЖВ, приуроченные к СВ-ЮЗ зоне рассланцевания, как установлено предварительными микротермометрическими измерениями, характеризуются повышенной соленостью. Можно предположить, что выделенные группы ПГЖВ сформировались на различных этапах

тектогенеза. ССЗ-ЮЮВ и ССВ-субмеридиональные ПГЖВ образовались, скорее всего, в позднем протерозое-палеозое на II и III этапах деформаций. Именно в этом директивном направлении располагалась плоскость $\sigma_1\sigma_2$, определявшая пути максимальной флюидопроницаемости разрывов. На мезозойском этапе тектогенеза в условиях транспрессионного сдвигового режима максимальная флюидная проницаемость была характерна для разломов СВ-ЮЗ простирания, расположенных в динамической обстановке растяжения, включая реактивированную СВ-ЮЗ зону рассланцевания древнего (II этап деформаций) заложения. В мезозое именно в этом направлении располагалась плоскость $\sigma_1\sigma_2$. Соотношения выявленных групп ПГЖВ отражают нестационарность параметров поля напряжений в различные этапы тектогенеза и разновременность проявления процессов переноса флюидов и вещества в разновозрастных (разноориентированных) разрывных структурах.

Об особенностях переноса вещества в разломных зонах можно судить по данным осколковой радиографии. Изучение ориентированных шлифов показало, что в «бластомилонитовом» ядре СВ-ЮЗ зоны рассланцевания распределение урана имеет директивный характер, когда основные концентрации приурочены к вытянутым деформированным межзерновым границам. Здесь отмечается существенное возрастание урановых концентраций по сравнению с вмещающими породами (протолитом), где уран накапливается в акцессорных и темноцветных минералах, а также в межзерновых швах. В условиях зоны аэрации при активном взаимодействии пород с кислородсодержащими метеорными водами интенсивное накопление урана также связано с оксигидроксидами Fe, Mn и Ti, которые выполняют полости многочисленных микротрещин.

Воссоздание пространственно-временной связи между деформацией кристаллических массивов, флюидной проницаемостью пород и миграцией вещества необходимо для решения широкого спектра задач. Применительно к УГМ - это (1) выявление узлов пересечений долгоживущих флюидопроводящих разломов, определяющих положение перспективных участков для постановки поисковых работ и увеличения сырьевой базы горнорудного предприятия; (2) обоснование места расположения международного хранилища ОЯТ (Лаверов, 2008) вне долгоживущих разломных зон и узлов их пересечений. Исследования показали, что для решения этих задач наиболее перспективно сочетать методы палеотектонических реконструкции, изучения ориентировки, состава и свойств микронеоднородностей (плоскости газо-жидких включений) и осколковой радиографии с проведением работ на структурно-геологической основе и привлечением минералого-геохимических и изотопно-геохронологических данных.

This contribution presents data on the consecutive stages of deformation, nature of palaeofluids trapped as secondary inclusions (FIPs), and migration and accumulation of uranium within the faulted-fractured environment of the Urtuy granitic massif in SE Transbaikalia, Russia. Data obtained show that phenomenon of the genetic and time-space relationships between the stages of ductile-brittle deformation, fluid circulation and transport of the matter has to be studied in detail and to be considered during reconnaissance of the mineral resources as well as in the context of the assessment of crystalline massifs for the SNF underground facility location.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАВИСИМОСТИ ВЕЛИЧИНЫ КОНЦЕНТРАЦИОННЫХ МАГНИТНЫХ ПАРАМЕТРОВ (k, Is, In) ОТ СТЕПЕНИ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ В ОКЕАНИЧЕСКИХ И АЛЬПИНОТИПНЫХ ПЕРИДОТИТАХ

Попов К.В.[1], Щербаков В.П.[2], Базылев Б.А.[3]

[1]Институт Океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, Нахимовский пр., 36, Россия

[2]Геофизическая обсерватория «Борок» ОИФЗ РАН

[3]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН, 117975 Москва, ул.Косыгина, 19, Россия

Носителем естественной остаточной намагниченности (NRM) в океанических перидотитах является магнетит, образующийся при регрессивном метаморфизме в ходе среднетемпературной метаморфической перекристаллизации и наложенной на неё серпентинизацией. Во время среднетемпературной перекристаллизации, проходящей при температуре T > 400 ^{o}C, образуются крупные многодоменные зерна магнетита, средний размер которых 20-50мкм, что в магнитных свойствах отражается уменьшением отношения Irs/Is ~ (0.03-0.1), где . В дальнейшем при понижении температуры до ~ (400 – 150) ^{o}C происходит серпентинизация с образованием относительно мелких (5-15) мкм псевдооднодоменных и однодоменных (ОД) зерен магнетита (Irs/Is~ 0.15-0.35) (2).

Естественно предположить, что с увеличением степени серпентинизации (SS) увеличивается концентрация магнетита в породе. Что такая корреляция существует, упоминается в ряде работ по исследованию серпентинизированных перидотитов (3,4,5). В частности, в работе (5) отмечено, что при серпентинизации значительная часть магнетита кристаллизуется после того, когда степень серпентинизации достигает 75% .

Для выполнения количественной оценки зависимости концентрации магнетита C от степени серпентинизации S по магнитным свойствам образцов четырёх коллекций в серпентинизированных перидотитов из разных районов Атлантического, Индийского океанов и офиолитового массива Сьеницкий Озрен в Сербии. В исследуемых нами коллекциях представлены образцы, имеющие широкий диапазон S от 20 до 100%, и разную степень среднетемпературной метаморфической перекристаллизации SSM = (0 – 40) %. Основными магнитными параметрами, прямо зависящими от концентрации, являются магнитная восприимчивость k и намагниченность насыщения Is. На построенных нами диаграммах S- k, S-Is и S-In (рис.1) отчетливо выделяются две области значений соответствующего магнитного параметра (k, Is, In), вытянутые в две перпендикулярные между собой линии (рис.1).

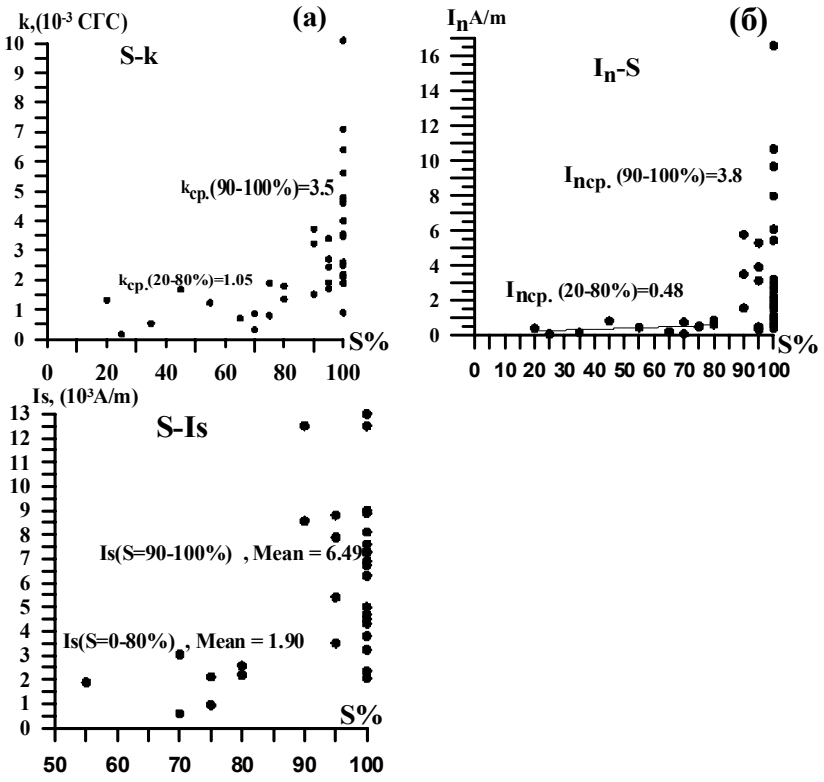


Рис.1. Диаграммы зависимости между k, Is, In и степени серпентинизации S.

Первая из выделенных нами областей ограничена степенью серпентинизации S от 20 до 80 %, в этом промежутке величина k практически остаётся независиой от S при незначительной для океанических перидотитов средней магнитной восприимчивости kср. = $1.05 \cdot 10^{-3}$ СГС. Соответствующая концентрация ферримагнетиков в породе, $C_1\% = 5kср$ (4), не превышает 0.5%. Намагниченность насыщения Is в этом же интервале S ведёт себя сходным образом, при средней величине Iscp = 1.9 гаусс. Объемная концентрация ферримагнетика, рассчитанная по этому параметру, есть $C_2 = Iscp/(450 гаусс)$ (4), равняется 0.42%.

Согласно приведённым диаграммам, мы считаем, что образование основной массы магнетита при серпентинизации происходит после достижения порога степени серпентинизации в 80%. После достижения S = 80 %, концентрация магнетита резко возрастает, среднее значение концентрации при S= (90-100) % в наших коллекциях составляет 1,75%, что более чем в три раза

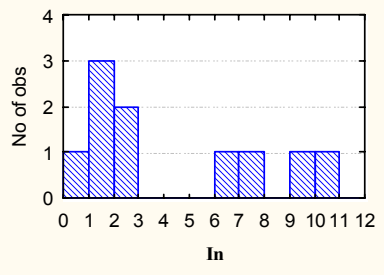
выше концентрации магнетита, образовавшегося в ходе начальных стадий серпентинизации.

Вероятное объяснение этого явления мы видим в стадийности процессов серпентинизации, исследованных Б.А. Базылевым (1). На первой стадии развиваются желто-зеленый петельчатый серпентин по оливину и желто-зеленый бастит по пироксенам, обычно лишь по краям зерен. На второй стадии серпентинизации, одновременно с развитием серпентинов по силикатам, начинается перекристаллизация сформированных ранее серпентинов, обычно с выделением зерен магнетита. Серпентины неоднородны как по облику, так и по составу. На третьей стадии все серпентины в перидотитах отчетливо перекристаллизованы в бесцветные чешуйки и пластинки, в породах присутствуют многочисленные мелкие зерна магнетита, степень серпентинизации пород обычно 100% (1).

По исследованиям Oufy (5), магнетит образуется в перидотитах при переходе железа из серпентинов в магнетит. По нашим данным, начало этого перехода, приходится на 80% серпентинизации.

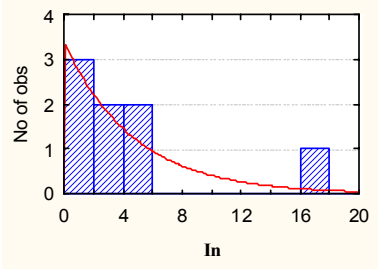
(а)

Histogram ln Gorrindge S = 100%: N = 10, Mean = 4.51, Max = 10.70, Min = 0.80. (а)



(б)

Histogram ln ocean (90-100%) N = 8, Mean = 4.71, Max = 16.60, Min = 0.43.



(в)

Histogram 15-20 (90-100%) N = 9, Mean = 2, Max = 5, Min = 0.01.

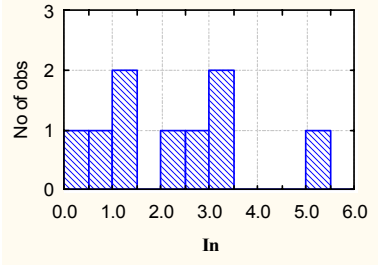


Рис.2 Гистограммы распределения In по коллекциям. а- хр.Горриндж; б- океанические перидотиты Срединно-Океанических хребтов ; в- перидотиты района трансформного разлома $15^{o}20^{1}$. Намагниченность In выражена а A/m.

Исследованы магнитные характеристики трёх разных коллекций перидотитов, представляющих разные в геологическом отношении районы. 1. Океанические перидотиты Срединно–Океанических хребтов Атлантического и Индийского океанов; 2. Перидотиты района трансформного разлома 15-20 в Атлантике; 3. Перидотиты хребта Горриндж в Северо –Восточной части Атлантики.

В первых двух коллекциях имеются образцы со степенью серпентинизации $S < 90\%$, а образцы хребта Горриндж представлены полностью серпентинизированными перидотитам с $S = 100\%$. Учитывая вышесказанное, для однородности сравниваемого материала при сравнительном анализе магнитных характеристик упомянутых коллекций были отобраны лишь образцы с $S = (90\text{-}100)\%$.

На рис.2 представлены гистограммы распределения In и их средние значения для указанных трёх коллекций перидотитов. Судя по средним значениям In и характеру распределения In на гистограммах, серпентиниты хребта Горриндж имеют близкие значения естественной остаточной намагниченности к In для перидотов срединно-океанических серпентитнитов. Отметим, что величина In этих коллекций более чем в два раза превосходит намагниченность образцов аномального в геохимическом отношении района трансформного разлома $15^{o}\text{-}20^{1}$.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №07-05-01118-а

ЛИТЕРАТУРА

1. Базылев Б.А. Метаморфизм океанических гипербазитов. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., ГЕОХИ АН СССР, 1989, 213с.
2. Bazelev B.A., PopovK.V., and Shcherbakov V.P.//Petrographic features of oceanic peridotites as reflected by their magnetic characteristics//Russian Journal of Earth Sciences,Vol. 4, No. 3, June 2002.
3. Nazarova E.A., J. Wasilewski P.J., Dick H.J.B., Magnetic Study of Serpentinized Harzburgites from the Islas Orcadas Fracture Zone, 2000, Marine Geophysical Research, vol 21, 5, 475-488.
4. Попов К.В., Щербаков В.П., Петромагнитные характеристики пород океанической коры. Серпентиниты, В кн.: Природа магнитных аномалий и строение океанической коры, с.82-132, ВНИИРО, Москва, 1996.
5.Oufy O., Cannat M., Hoen H.,Magnetic properties of variably serpentinized abyssal peridotites, Journal of geophysical research,2001 vol.107, No.B5, P.2095.
6. Щербаков В.П., Ламаш Б.Е., Щербакова В.В., Природа намагниченности горных пород океанической коры, В кн.: Природа магнитных аномалий и строение океанической коры, с.7-35, ВНИИРО, Москва, 1996.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ВЕРХНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ КОСТЁНКИ-1

Поспелова Г.А.[1], Аникович М.В.[2], Цельмович В.А.[3], Водовозов В.Ю.[1], Дудин А.Е.[4]

[1]Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва, pospelova@ifz.ru, [2]Институт истории материальной культуры РАН, г. Санкт-Петербург,
[3]ГО «Борок» филиал ИФЗ РАН, п.Борок, Ярославская обл., tselm@mail.ru,
[4]Государственный археологический музей заповедник «Костёнки», Воронежская обл.

PETROPHYSICAL STUDY OF SEDIMENTARY ROCKS OF THE KOSTENKI-1 UPPER PALEOLITHIC SITE

Pospelova G.A.[1], Anikovich M.V.[2], Tselmovich V.A.[3], Vodovozov V.Yu.[1], Dudin A.E.[4]

[1]Schmidt Institute of Physics of the Earth (IPE), Russian Academy of Sciences (RAS), Moscow, 123995 Russia; [2] Institute for the History of Material Culture, RAS, Dvortsovaya nab. 18, St. Petersburg, 191186 Russia; [3] Borok Geophysical Observatory (BGO), IPE, RAS, Borok, Yaroslavl oblast, 152742 Russia; [4] Kostenki National Archaeological Preserve Museum, Solnechnaya str., Kostenki v., Khokholsky raion 2, Voronezh oblast, 396355 Russia

При постановке работы на верхнепалеолитической стоянке Костёнки-1 планировалось выполнить исследования по изучению характерных изменений во времени главного геомагнитного поля, а именно вековые вариации напряженности поля и угловых характеристик поля, записи геомагнитного экскурса Каргаполово-Лашамп, реконструкции палеоклимата. Для проведения перечисленных исследований выполнен непрерывный отбор ориентированных штуфов размером 5х5х5 см с 28 стратиграфических уровней в стенках раскопа стоянки Костёнки-1. В западной стенке из литологических горизонтов 8а и 8б, в южной – из литологических горизонтов с 10 по 14. Мощность отбора составляет 1.45 м (Рис.1 и 2). Изготовлено 224 ориентированных образцов-кубиков. Из 9 литологического горизонта отбор штуфов не проводился, так как в нем очень много щебенки из-за перемывов. Визуально видно, что первичность залегания отложений нарушена.

Рис.1. Общий вид шурфа Костенки-1

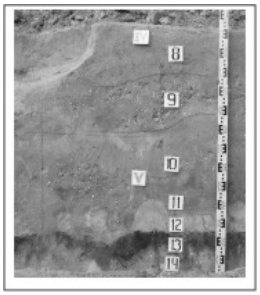


Рис. 2. Разрез южной стенки шурфа с номерами литологических горизонтов.

У всех образцов измерена магнитная восприимчивость пород и естественная остаточная намагниченность (NRM). Вычислена анизотропия магнитной восприимчивости пород, выполнена температурная чистка NRM образцов из каждого штуфа до температуры 670^{0}С. Авторы предполагали, что, так как в 7 литологическом горизонте находились линзы средиземноморского пепла, возраст которого ~40-39 тыс. лет [2-4], то в литологических горизонтах 8а и 8б может быть обнаружена запись геомагнитного экскурса Каргаполово-Лашамп. Возраст экскурса оценен в среднем в ~42 тыс. лет, а детально по палеомагнитным данным лессов, вскрытых скважиной-дудкой в разрезе Янгиюль, в ~ 45-39 тыс. лет [5, 6]. Первые же результаты проведенных исследований оказались несопоставимыми с материалами из разрезов Костёнки-12 и Борщево-5, как по данным магнитной восприимчивости, так и по NRM. Кривые удельной магнитной восприимчивости (Куд) по мощности разрезов не коррелируют с кривыми Куд одновозрастных пород в разрезах Костёнки-12 и Борщево-5, «первичное» направление NRM изменяется несистематично, обнаружено много образцов с анизотропией магнитной восприимчивости равной нулю.

При использовании пород для вышеперечисленных целей необходимо, чтобы, по крайней мере, магнитные минераль-носители намагниченности пород были одинаковы на протяжении всей мощности разреза. На установке баланс Кюри в ГО «Борок» изучены магнитные минералы во всех штуфах пород по зависимости намагниченности насыщения от температуры Ms(T) первого и второго нагревов. Было установлено, что часть пород (18 штуфов) содержит стандартные для осадочных пород магнитные минералы: магнетит, незначительное количество гематита и в некоторых образцах гидроокислы железа. В 10 штуфах присутствуют магнитные зерна с точкой Кюри ~ 400 ^{0}С. Причем, состав магнитных минералов не одинаков даже в одном литологическом горизонте. Он меняется сложно по разрезу. Во всех литологических горизонтах, кроме 10 и 12, присутствуют магнитные зерна с точкой Кюри ~ 400 ^{0}С. Можно полагать, что это титаномагнетит, на основании значений точки Кюри, сохранении точки Кюри при втором нагреве и уменьшении при втором нагреве намагниченности насыщения [1]. Однако известно, что наличие титаномагнетита характерно для изверженных пород и очень редко встречается в осадочных породах. Для точного определения состава и структуры этого магнитного минерала, обнаруженного в отложениях разреза, изучение проведено на электронно-зондовом анализаторе «Tescan Vega II», а также микроскопические исследования в оптическом микроскопе «Olympus BX51». Исследования выполнены не только на породах, но и на пепле, взятом в разрезе стоянки Борщево-5, расположенной юго-восточнее Костёнок-1 ~ на 5км. Использована методика исследования осадочных пород в оптическом микроскопе с последующим электронно-зондовым микроанализом, позволяющие быстро и точно выделять магнитные фазы при помощи магнитной сепарации мощным ручным Nd-B-Fe магнитом с использованием

ультразвукового диспергатора, что позволило практически полностью удалить мелкие лессовые частицы [7, 8] и изучать отдельные микро - и наночастицы ферримагнетиков. Фото, полученные в оптическом микроскопе, были обработаны с помощью программы CombineZM (Alan Hadley), позволяющей в режиме трехмерной микроскопии склеить одиночные нерезкие фото в одно, тем самым поднять глубину резкости.

В образце 78 обнаружены зерна титаномагнетита с переменным содержанием Ti от 1,5 до 17% (частицы содержали 1,5%, 1 ,76%, 6,6%, 8.1%, 12,3%, 17,7%), с примесями до нескольких % алюминия, магния, марганца. Найдены отдельные небольшие зерна самородного, в том числе чешуйчатого, железа (по-видимому, космического происхождения), гидроокислы железа (лепидокрокит), хромистая шпинель с составом:

Спектр	Встат.	Mg	Al	Si	Ti	Cr	Fe	O	Итог
Spectrum1	Да	1.25	1.04	1.27	1.03	26.03	41.57	27.81	100.00

Основной вклад в намагниченность вносят, судя по их визуально определенному количеству, зерна титаномагнетитов.

В пепле также найдены титаномагнетиты с содержанием титана от 0,75% до 17,8% (0.75%, 1.21%, 2,14%, 3,08%, 3.12%, 5.13%, 3.00%, 4.42%, 5.07%, 5.31%, 5.43%, 5.47%, 5,58%, 7,37%, 17.76%).

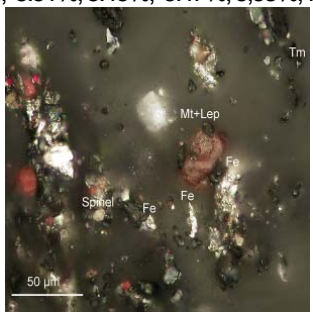


Рис. 2. Обр.78 оптический микроскоп

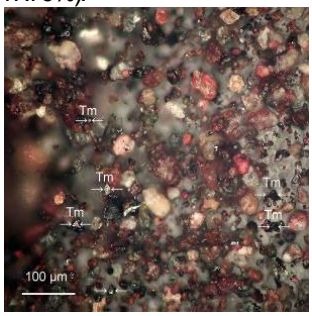


Рис. 3. Обр. Pepel оптический микроскоп

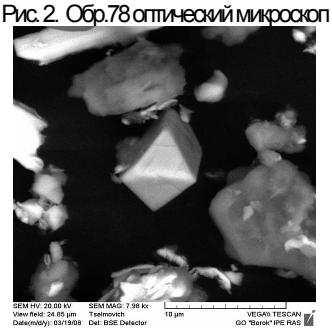


Рис. 4. Обр.78 сканирующий микроскоп, монокристалл титаномагнетита

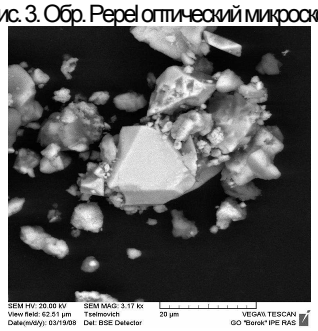


Рис. 5. Обр. Pepel сканирующий микроскоп

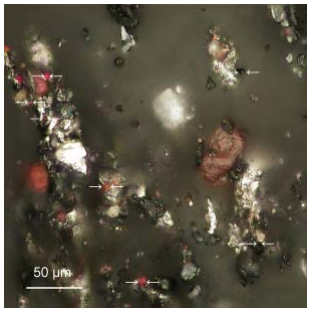


Рис.7. Обр. 78. Микро - и нанопузырьки на поверхности лепидокрокита (отмечены стрелками).

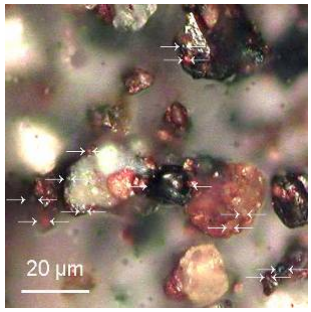


Рис. 8. Пепел. Микро - и нанопузырьки на поверхности лепидокрокита (отмечены стрелками).

В образце 78 и в пепле найдены зерна гидроокислов железа (лепидокрокита). На поверхности лепидокрокита видны в оптику микро – и нанопузырьки, отмеченные стрелками на рис. 7 и 8.

Таким образом, в результате проведенных петрофизических исследований установлено, что у образцов, отобранных в разрезе Костенки-1, магнитные минералы-носители намагниченности

сложно меняются по разрезу. Такое различие в носителях намагниченности пород обусловлено тем, что породы залегают не in situ, в них содержится переотложенный вулканический пепел, который находился в 7 литологическом горизонте. Сделанный вывод подтверждается и стратиграфическими исследованиями. Весьма важным фактором перераспределения и замещения первичных отложений являются процессы склонового размыва и сноса. Наблюдается перераспределение материала, как по вектору «сползания», так и в форме инверсий и замещений по мощности отложений. В основном – это криогенный фактор, мерзлотные трещины, криотурбации в нижних частях разрезов, мерзлотные вспучивания и т.д.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 08-06-00161 и Программы Президиума РАН, проект «Адаптация культур среднего/верхнего палеолита Восточной Европы к изменениям природно-климатических условий».

ЛИТЕРАТУРА

1. Поспелова Г.А., Аникович М.В., Водовозов В.Ю., Дудин А.Е., Левковская Г.М., Листцын С.Н. // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород; теория, практика, эксперимент. Материалы семинара. Борок, 2007. С.123-127.

2. Мелекесцев И.В., Кирьянов В.Ю., Праслов И.Д. Катастрофическое извержение в районе Флегрейских полей (Италия) – возможный источник

вулканического пепла в позднеплейстоценовых отложениях Европейской части СССР // Вулканология и сейсмология. М. Изд. АН СССР. 1984, №3. С. 35-44.

3. Лисицын С.Н. Третий культурный слой стоянки Борщево 5, связанный с горизонтом вулканического пепла // Ранняя пора верхнего палеолита Евразии: общее и локальное. Санкт-Петербург, 2006, вып.4. С.114-124.

4. Pyle D.M., Ricketts G.D., Margari V., van Andel T.H., Sinitsyn A.A., Praslov N, D., Lisitsyn S.N. Wide dispersal and deposition of distal tephra during the Pleistocene “Campanian Ignimbrite/Y5” eruption, Italy // Quaternary Science Rewievs. 2005, pp.1-43.

5. Поспелова Г.А., Петрова Г.Н., Шаронова З.В. Геомагнитное поле во время и вблизи экскурсов, записанных в разрезе Янгиюль (Узбекистан) // Физика Земли, 1998, №5, с.65-79.

6. Поспелова Г.А., Шаронова З.В. Напряженность геомагнитного поля 53-22 тыс. лет тому назад. // Физика Земли, 1999, №10, с. 74-83.

7. Цельмович В.А. Микроскопическая диагностика магнитных частиц в изверженных и осадочных породах. // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород; теория, практика, эксперимент. Материалы семинара. Борок, 2006. С.149-154.

8. Цельмович В.А., Матасова Г.Г., Казанский А.Ю. Первые результаты микроскопических исследований магнитной фракции лессово-почвенных серий Западной и Средней Сибири // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород; теория, практика, эксперимент. Материалы семинара. Борок, 2006. С.154-158.

The thesis presents results of a petrophysical study of sedimentary rocks of the Kostenki-1 section (temperature dependence of the saturation magnetization Ms(T) of the first and second heatings obtained with the use of the Curie balance [1]) and the composition and structure of magnetic minerals and ash determined with the use of the Tescan Vega II electron microprobe and Olympus BX51 optical microscope. The studies were performed at the Geophysical Observatory IPE, RAS, «Borok». Magnetic mineral carriers of magnetization are shown to vary in acomplex manner along the section. Titanomagnetite grains are present in all lithologic horizons, except 10 and 12. The study section is overlain velocity an ash layer containing titanomagnetite. The ash was deposited during a large European 40-39-Ma eruption in Phlegrean Fields near Naples [2-4]. The variations in the composition of magnetic minerals are due to the fact that primary occurrence of sediments of the section was disturbed. The conclusion on a redistribution of the deposited material is supported by stratigraphic analysis. Important causes of the disturbance and replacement of primary sediments are slope wash, denudation, and cryogenic factors. Results of the investigation suggest that rocks of the section are unsuitable for studying characteristic time variations of the main geomagnetic field and climate oscillations.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ КИСЛОГО РАСПЛАВА С ХЛОРИДНО-ФТОРИДНЫМ ФЛЮИДОМ В УСЛОВИЯХ ГЕТЕРОГЕНИЗАЦИИ ФЛЮИДА

Редькин А.Ф., Бородулин Г.П.
Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Московской обл.

redkin@iem.ac.ru

STUDY OF ACIDIC MELT-CHLORIDE-FLUORIDE FLUID INTERACTION AT CONDITIONS OF IMMISCIBILITY OF THE FLUID

Redkin A.F., Borodulin G.P.
Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Moscow Region

Проблема источника рудного вещества гидротермальных месторождений урана, ниобия и тантала в значительной степени связана с составом флюида, T-P условиями, а также с составом пород, подвергнутых метасоматическому изменению. Анализ минерального состава измененных пород указывает на многостадийность процесса околорудного изменения пород и позволяет выявить несколько стадий. Это говорит о том, что состав воздействующего раствора изменялся во времени и имел кислотно-основную эволюцию (Коржинский, 1957). Для месторождений, имеющих генетическую связь с магматизмом, можно предположить, что состав магматогенного флюида был близок к составу флюида находящегося в равновесии с расплавом, а собственно рудоносные растворы могли образоваться на заключительных стадиях кристаллизации расплава (Рыбалов, Омельяненко, 1989). В связи с этим оценка состава флюида, способного растворить в себе достаточное количество рудного компонента представляется актуальной. Не менее важной видится задача по определению роли, которую играет флюид на постмагматической стадии и оценки тех изменений состава рудовмещающих пород, которые он в состоянии произвести.

Результаты исследования газово-жидких включений в кварце указывают на то, что гидротермальные растворы рудной стадии могли представлять собой концентрированные рассолы (Алешин и др., 2007). Такие растворы могли существовать с расплавом, содержащим относительно низкие концентрации хлора и фтора только в том случае, если в равновесии с расплавом были, по крайней мере, два флюида: один мало концентрированный, другой с высокой концентрацией солей.

Известно, что для рассматриваемых солей (хлоридов и фторидов щелочных металлов) различают два типа несмесимости: с одной критической областью (для водных растворов солей NaCl, KCl, KF) при давлении ниже 1400 бар (Sourirajan, Kennedy, 1962), и двумя критическими областями с критическими точками P и Q (NaF, LiF). В растворах, равновесных с гранитными кислыми расплавами, главным катионом является натрий. Другие элементы, включая

калий, находятся в подчиненном количестве. Для фторидных флюидов ($NaF-H_2O$), представляющая интерес двухфазная область находится выше критической точки Q (710-800°C и около 2000 бар) (Котельникова, Котельников, 2002). Область несмесимости флюида при параметрах ниже точки P не представляет практического интереса, поскольку растворимость NaF в плотной солевой фазе относительно низкая, а паровая фаза соответствует водяному пару. В связи с вышесказанным, при выборе T-P параметров экспериментов мы руководствовались требованиями полного плавления Al-Si стекла и 2-х фазовостью водно-солевого раствора.

Опыты в хлоридных растворах проводились при 750°C, 1000 бар на гидротермальной установке высокого давления. Концентрация хлоридов составляла 1, 3, 5 и 8 моль/кг H_2O. В опытах использовали хлоридные растворы с соотношением компонентов (в молях) 0.576NaCl/0.146KCl/0.018KF/0.181LiCl/0.029$AlCl_3$, приготовленным на основе 0.01*m*HCl. Это соотношение компонентов было установлено в предыдущих опытах (Редькин и др., 2008) при 750°C и 1000 бар в аналогичной системе. Исходное стекло для опытов соответствовало составу литий-фтористых гранитов.

Опыты во фторидных растворах проводили при 800 и 950°C, 2300 бар. Фториды в исследуемую систему вводились в виде порошка плава фторидов с тем же мольным соотношением катионов, что было использовано в опытах с хлоридными растворами. В качестве водной фазы использовался раствор 0.37*m*NaCl+0.11*m*KCl+0.12*m*LiCl+0.019*m*$AlCl_3$ +0.007*m*$CaCl_2$+0.018*m*HF, который соответствовал равновесному составу раствора, полученному в опытах при 750°C и 1000 бар. Концентрации фторидов при их полном растворении в этом растворе составляли 5, 13, 23 и 29 мас. %. Длительность опытов при 800°C была 7 суток, а при 950°C 3 суток. Как показали наши предыдущие исследования, этой длительности достаточно для установления равновесия расплава с раствором по всем петрогенным элементам. Продукты опыта анализировали ICP-AES, ICP-MS методами, ионселективными электродами на Cl и F; на микрозонде и рентгенофазовым методом.

Результаты исследований при 750°C и давлении 1000 бар показали, что хлоридные флюидные фазы не смешиваются с расплавом (концентрация Cl^- в растворах после опытов была близка к исходной). Несмотря на то, что модельный расплав содержал около 2 мас. % фтора, в равновесном с ним растворе было всего 0.1 *m*F. Растворы после опытов по соотношению щелочных элементов и алюминия незначительно (менее 20 %) отличаются от исходного соотношения в растворах (Рис.1). Вместе с тем, видна явная тенденция к снижению доли Li и Al с повышением общей концентрации хлора в системе при постоянстве Na/K отношения (3.31 ± 0.24). Это указывает на то, что мольная доля Li и Al в плотной солевой фазе (L) ниже, чем в низкоплотной фазе (V).

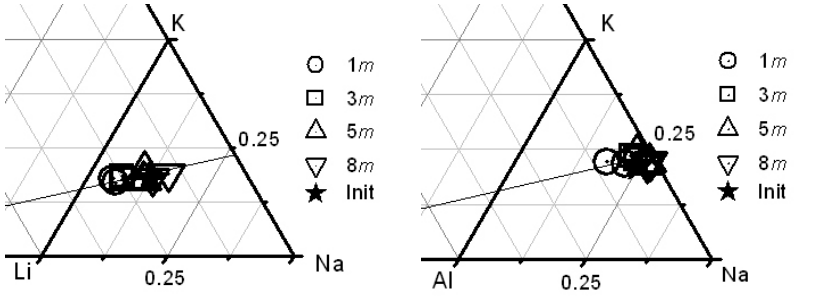


Рис. 1. Изменение мольных отношений Na/K/Li и Na/K/Al в растворах после опытов при 750 и 1000 бар. Условные обозначения: Init – исходный раствор; 1*m*, 3*m*, 5*m*, 8*m* – суммарные моляльности Cl в растворах.

Согласно данным (Anderko, Pitzer, 1993a,b) концентрация соли (NaCl) в малоплотной (V) фазе составляет около 5 мас. %, а в плотной (L) фазе – 52 мас. %. По расчетам (Palliser, McKibbin, 1998) границы двухфазовой области NaCl-H_2O флюида соответственно составляют 2.6 и 62 мас. % NaCl. Наши данные указывают на то, что V-фаза могла содержать 12-15 % хлоридов. Такое несоответствие с упрощенной KCl (NaCl)-H_2O системой может быть связано с влиянием других компонентов (LiCl, $AlCl_3$), которые могли оказать влияние на границы несмесимости водно-солевой системы 1-го типа. Концентрацию хлоридов в плотной L-фазе оценить из наших экспериментов не представляется возможным. Результаты исследований указывают на то, что мольное отношение Na/K в растворе сильно не меняется.

На треугольной диаграмме (рис. 3) в координатах мольных отношений представлены результаты анализа стекол (GL) в сравнении с растворами (SOL). Видно, что мольная доля алюминия в стеклах незначительно увеличивается, тогда как мольное отношение Na/K остается постоянным (1.71 ± 0.15). Это приводит к тому, что аппаитность ((Na+K)/Al в молях) расплава поникается от 1.08 в исходном стекле до 0.84 в опытах с концентрацией хлоридов в растворе 31.85 мас. %.

Несмотря на то, что концентрация хлоридов менялась в широких пределах, растворимость хлора в расплаве была незначительная и составляла 0.1-0.3 мас. %, что также указывает на расслоеность водно-солевого флюида.

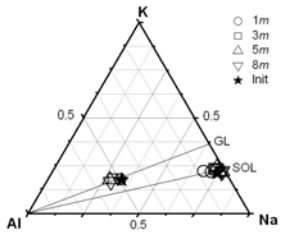


Рис. 3. Изменение мольных соотношений Na/K/Al в стекле (GL) и растворах (SOL) после опытов при 750 и 1000 бар. Условные обозначения: Init – исходные составы; 1*m*, 3*m*, 5*m*, 8*m* – суммарные моляльности хлора в растворах.

Результаты исследований при 800 и 950°С и давлении 2300 бар показали, что фторидные флюидные фазы смешиваются с расплавом, образуя включения, содержащие фторидные фазы. Флюидная фаза меньшей плотности (L_1), как правило, образует включения большего радиуса, чем включения большей плотности (L_2). Количество включений в стекле увеличивалось с общей концентрацией соли, введенной в раствор.

Растворы после опытов, как правило, существенно отличались от «исходных» дефицитом хлора и особенно фтора. Анализ растворов показал, что водно-солевой раствор после закалки состоял преимущественно из L_1 фазы, тогда как большая часть L_2 фазы осталась в расплаве.

В процессе экспериментов в расплав в значительных количествах были привнесены щелочи, главным образом калий, это привело к увеличению агпаитности расплава (рис.5). Основываясь на результатах микрозондового анализа Al-Si стекол и баланса масс элементов, были рассчитаны суммарные концентрации щелочей (K, Na), алюминия и кремния для растворов, которые могли быть в равновесии с этим расплавом. В результате было установлено, что L_2 флюидная фаза должна содержать значительно больше Na_2O, чем K_2O. По предварительным оценкам мольное отношение Na/K в L_2 фазе фторидного флюида может составлять 5-10, а концентрации Al и Si - 0.1-0.2 моль/кг H_2O. Концентрация фторидов в L_2 фазе при 950°С и 2300 бар составляет около 30 мас. %. Несмотря на то, что во фторидной системе составы расплавов существенно отличались от исходных и фактически не соответствовали нормативным лейкогранитовым, полученные результаты указывают на особенный характер фторидных растворов по сравнению с хлоридными.

Полученные результаты имеют важное петрологическое значение. Выбранные параметры экспериментов (T и P) являются реальными для природных условий. Для хлоридной системы отделение легкоподвижного флюида (фаза V) от расплава, как и умеренное падение давления в результате декомпрессии должно увеличить концентрацию хлорида в L-флюиде и уменьшить в V-фазе. Флюидные фазы, находящиеся в равновесии с расплавом и между собой, имеют одинаковую кислотность. Вместе с тем, V-фаза содержит больше HCl^o, в своем составе в сравнении с L-фазой (Cygan et al., Вакуленко, 1987). Понижение температуры флюида будет способствовать конденсации или уплотнению V-фазы, увеличению кислотности (Коржинский, 1973) вследствие увеличения диссоциации кислотных компонентов (HCl, HF) и такие флюиды могут участвовать в кислотном метасоматизме. Принимая во внимание, что соотношение Na/K в сосуществующих фазах будет примерно постоянным, можно ожидать, что отделяющийся от магматического расплава флюид на начальных этапах в области температур 500°С и ниже вначале будет производить процессы кислотного выщелачивания (грейзенизацию, или даже аргиллитизацию) вмещающих пород с образованием во внутренних зонах метасоматитов Li и K – слюд, топазов, гидрослюд и смектитов (последние при T<330°С), а на поздних этапах может вызвать калиевый щелочной метасоматоз

(калишпатиты или гумбеиты). Образование альбититов при воздействии рассмотренных мапматогенных хлоридных растворов представляется маловероятным.

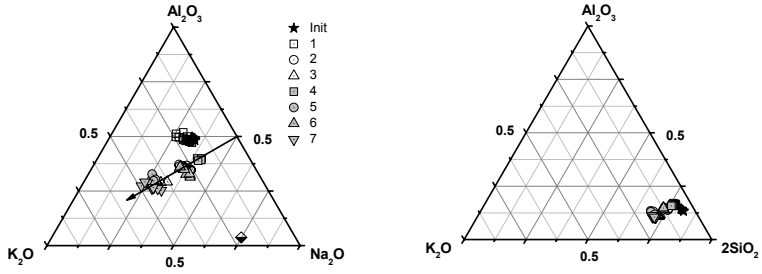


Рис. 5. Изменение атомных соотношений K/Al/Na и K/Al/Si в составе стекла в результате флюидно-мапматического взаимодействия гранитного стекла (0) с хлоридно-фторидными флюидами при 800 и 950°С и давлении 2300 бар. Условные обозначения: Init – исх. стекло, 1 –800°С, 5 мас. % фторидов; 2 – 800°С, 15 % F; 3 – 800°С, 30% F; 4 – 950°С, 5 % F; 5 – 950°С, 14 % F; 6 – 950°С, 23 % F; 7 – 950°С, 29 % F; ромбик – исходный раствор.

Фторидные флюиды 2-го типа, область несмесимости которых находится при больших даленияx (≈2000 бар), напротив сильно обогащены натрием. Флюидная фаза меньшей плотности (L_1), как и фаза V, содержит больше летучих, чем L_2-фаза и подобно фазе V будет при охлаждении проводить кислотное выщелачивание с образованием Li и Li-K-F-содержащих слюд по полевым шпатам и осаждением флюорита (Ca из вмещающих пород, из плагиоклаза). L_2-фаза, содержание солей в которой в 2 или более раз меньше, чем в хлоридной L-фазе, при попадании в зону гидротермального изменения будет вызывать образование альбита, флюорита.

Таким образом, явление несмесимости водно-солевого флюида является важным фактором формирования мапматогенных флюидов, имеющих различные не только кислотно-основные свойства, но и петрохимические свойства.

Гранты РФФИ 07-05-00662, НШ-3763.2008.5, программа ОНЗ РАН тема № 7

ЛИТЕРАТУРА

Алешин А.П., Величкин В.И., Крылова Т.Л. Геол. руд. мест., 2007, 49, 446-470.
Вакуленко А.Г. Автореф. дисс..канд. геол.-мин.наук, М., МГУ, 1987, 18 с.
Жариков В.А. и др. Геол. руд. мест., 1987, 4, 3-12.
Коржинская В.С., Зарайский Г.П. http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dggms/1-2007/informbul-1_2007/hydroterm-28.pdf

Коржинский Д.С. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. 2-го Петрогр. совещания. Изд-во АН СССР, 1960.
Коржинский Д.С. Изв. АН СССР, Сер.геол., 1973, 12, 3-6.
Котельникова З.А., Котельников А.Р. Геохимия, 2002, 2, 754-763.
Котова Н.П., Зарайский Г.П. http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dggrms/1-2007/informbul-1_2007/hydroterm-28.pdf
Рыбалов Б.Л., Омельяненко Б.И. Источники рудного вещества эндогенных урановых месторождений. М.: Наука, 1988.
Anderko A. and Pitzer K.S. Geochim. Cosmochim. Acta, 1993a, 57, 1657-1680.
Anderko A. and Pitzer K.S. Geochim. Cosmochim. Acta, 1993b, 57, 4885-4897.
Cygan G. L., Hemley J. J., and Doughten M. W. In: USGS Research on Mineral Deposits. Part A, 9th V.E. McKelvey Forum, USGS Circular 1103-A, 1994, 26-27.
Lagache M. and Weisbrod A. Contrib. Mineral. Petrol., 1977, 62, 77-101.
Orville P.M. Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. Am. J. Sci., 1963, 261, 201.
Palliser Ch., McKibbin R.A Transport in Porous Media, 1998, 33, 65–80.
Peiffert Ch., Nguyen-Trung Ch., Cuney M. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1996, 60, 1515-1529.
Sourirajan S. and Kennedy G.C. Am. J. Sci., 1962, 260, 115-141.

The results of experimental modeling of petrogenic elements partitioning between melt and chloride – fluoride solutions in two-phase area of the solutions are presented in the talk. The investigations were carried out at 750°C, 1000 bar in Cl-bearing solutions and at 800-950°C, 2300 bars in F-bearing solutions with total salt concentration from 5 to 30 wt. %. Based on ICP-AES analysis of the solutions, microprobe analysis of the Al-Si-glasses, and mass elements balance, the total concentrations of alkalies (K, Na), aluminum, and silica what can be in the solutions in equilibrium with the melt were estimated. The questions of postmagmatic character of chloride and fluorite fluidic phases and their ability to metasomatic alteration of wall rocks are discussed.

К ВОПРОСУ О СООТНОШЕНИИ РАЗНОВАЛЕНТНЫХ ФОРМ ВОЛЬФРАМА В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ

Редькин А.Ф.[1], **Костромин Н.П.**[2]
[1]Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка, Московской обл.,ИЭМ РАН,
[2]Электростальский политехнический институт, филиал Московского государственного института стали и сплавов, г. Электросталь, Московской обл., ЭПИ МИСиС
redkin@iem.ac.ru

TO QUESTION ABOUT PROPORTION BETWEEN DIFFERENT VALENCES OF TUNGSTEN IN HYDROTHERMAL SOLUTIONS

Redkin A.F.[1], **Kostromin N.P.**[2]
[1] Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Moscow Region.,
[2] Moscow State Institute of Steel and Alloys (Technological University), Electrostal, Moscow Region, Russia

Общепринято, что W(VI) является основной валентной формой существования вольфрама в природе. В связи с этим в многочисленных in situ измерениях другие валентные формы или не рассматриваются, или ими пренебрегают, несмотря на то, что исследуемые системы имеют ярко-выраженные восстановительные свойства. Однако, в последнее время появились работы, прежде всего связанные с катализом, в которых W(V) рассматривается как реальное состояние вольфрама при высоких температурах (Zeng et al., 1998), а также при нормальных условиях, но в сильно сильнокислой водной (Тимофеева и др., 2003), водно-органических средах (Остроушко и др., 2003) и при образовании тонких пленок на органических производных (Ohtsuka et al., 1996). Наша задача состояла в том, чтобы оценить вклад других валентных форм вольфрама в слабокислых неорганических растворах, содержащих относительно высокие концентрации вольфрама (>0.001 моль/кг H_2O).

В настоящем докладе представлены результаты экспериментов по растворимости натрий-вольфрамовых бронз Na_xWO_3 при 500°C, 1000 бар в хлоридных растворах (0.15, 1.5 и 15.0 мас. % NaCl) и трех окислительно восстановительных буферах (Co-CoO, Ni-NiO и PTS-STB). Опыты проведены в условиях кислотно-основного буфера Ta_2O_5+$Na_2Ta_4O_{11}$ (Коржинский, 1994), который должен был поддерживать в растворе постоянное отношение *m*NaCl/*m*HCl:

$$Ta_2O_5 + NaCl + ½ H_2O = ½ Na_2Ta_4O_{11} + HCl \qquad (1).$$

Анализ твердых фаз показал, что вольфрамовая бронза после опытов имела состав $Na_{0.16\pm0.01}WO_3$. Результаты экспериментов, представленные на рис.

1, однозначно указывают на влияние окислительно-восстановительных условий на растворимость этой фазы, причем, это влияние различное при низких и высоких ионных силах раствора.

Нами были рассмотрены имеющиеся данные по диссоциации, полимеризации и комплексообразованию W(VI) при высоких температурах. В результате было показано, что изо-поливольфраматные анионные комплексы могут присутствовать при 290°C в слабокислых растворах, содержащих 0.01*m*W. Используя экспериментальные данные, представленные на рис. 1, были показано с помощью термодинамических расчетов, что характер изменения растворимости STB соответствует присутствию в растворах значительных количеств анионных комплексов вольфрама, имеющих заряд -3. В качестве возможных рассмотрены полимерные частицы, содержащие от 2 до 12 атомов W в форме изо-поливольфрамат анионов. Расчеты показали, что полимерные комплексы с 6-12 атомами W не могут быть использованы в качестве преобладающих частиц при описании экспериментальных данных. Результаты термодинамического моделирования указывают на то, что в разбавленных растворах NaCl (0.15 мас. %) при всех использованных кислородных буферах преобладают частицы W(VI): HWO_4^-. В рассоловых растворах, напротив, преобладают полимерные частицы W(VI) и W(V). Доля W(V) в 15 % растворе NaCl при 500°C, 1000 бар и Co-CoO буфере может превышать 80 мольных %.

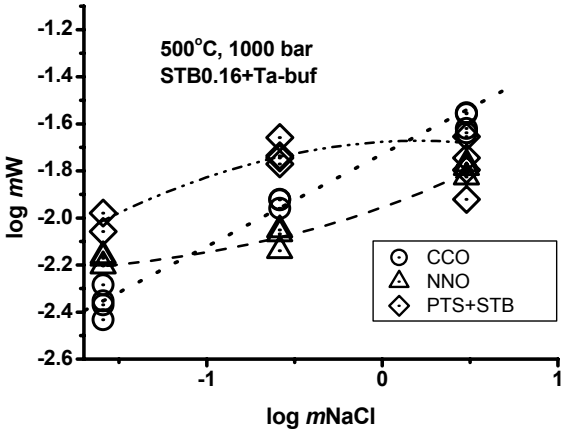


Рис. 1. Влияние концентрации NaCl и окислительно-восстановительных условий на растворимость натрий-вольфрамовых бронз при 500°C, 1000 бар и кислотности раствора, определяемой Ta-буфером. Условные обозначения: CCO – Co-CoO буфер, NNO – Ni-NiO, PTS+STB - PTS-STB.

Полученные данные имеют большое значение для геохимии урана в постмагматических процессах. Впервые показано, что наряду с W(VI) в процессах гидротермального переноса рудного вещества могут принимать частицы W(V), доля которых может быть значительной в восстановительной среде и высококонцентрированных солевых (хлоридных) растворах.

Гранты РФФИ 07-05-00662, НШ-3763.2008.5, программа ОНЗ РАН тема № 7

ЛИТЕРАТУРА

Коржинский М.А. Общие закономерности химического поведения солевых и кислотных компонентов в сложном хлоридно-углекисловодном флюиде при повышенных *T-P* параметрах. В кн.: Экспериментальные проблемы геологии. М.: Наука, 1994, 607-623.

Остроушко А.А., Вилкова Н.В., Могильников Ю.В. Строение и свойства молибдатных и вольфраматных комплексов поливинилового спирта. - *Ж.О.Х.*, 2002, 72, 1, 3-11.

Тимофеева Е.В., Цирлина Г.А., Петрий О.А. Образование перезаряжаемых пленок на платине в сернокислых растворах изополивольфраматов. *Электрохимия*, 2003, 39, 795.

Zeng J.-L., Xiong Z.-T., Zhang H.-B., Lin G.-D. and Tsai K.R. Nonoxidative dehydrogenation and aromatization of methane over W/HZSM-5-based catalysts. - *Catalysis Letters*, 1998, 53, 119–124.

Ohtsuka T., Wakabayashi T. -O., and Einaga H. Optical characterization of polypyrrole-polytungstate anion composite films. *Synthetic Metals*, 1996, 79 (3), 235-239.

The experimental data on solubility of sodium tungsten bronzes, Na_xWO_3 (STB) in the solutions of 0.15 – 15.0 wt. % NaCl at 500°C, 1000 bar, and oxygen fugacity controlled by Co-CoO, Ni-NiO, and STB-PTS ($Na_2W_5O_{16}\times H_2O$) buffers were considered on the subject of predominant species. The calculations performed show that a slope of STB solubility from ionic strength consists to presence of substantial proportion of anionic complexes of tungsten with charge equals to -3. The results of thermodynamic modeling indicate that species of W(VI), HWO_4^- predominate in dilute solutions (0.15 wt. % of NaCl) in the range of oxygen buffers used. To the contrary the polymeric species of W(VI) and W(V) predominate in brine. The fraction of W(V) in 15 wt. % NaCl and fO_2(Co-CoO) may exceed 80 mol. %.

АМФИБОЛ КАК ПОТЕНЦИАЛЬНЫЙ ОКСИБАРОМЕТР: ДАННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТА С АНДЕЗИТОМ ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ

Салова Т.П.[1], Симакин А.Г.[1], Бабанский А.Д.[2]

[1]Институт экспериментальной минералогии (ИЭМ) РАН, salova@iem.ac.ru simakin@iem.ac.ru,

[2]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, baban@jegem.ru

AMPHIBOLE AS POTENTIAL OXY BAROMETER:EXPERIMENTAL DATA ON THE SHIVELUCH ANDESITE

Salova T.[1], Simakin A.[1], Babansky A.[2]

Амфибол является многокомпонентным твердым раствором. Его состав отражает содержание хлора в расплаве (Sato et al., 2005). Состав сосуществующих амфибола и плагиоклаза можно использовать для оценки температуры магмы (Blundy and Holland, 1990). Этим потенциальные возможности амфибола не исчерпываются – по содержанию трехвалентного железа можно судить о летучести кислорода. Мы экспериментально изучили кристаллизацию амфибола из расплава высокомагензиального андезита (вулкан Шивелуч, Камчатка) при температуре близкой к ликвидусной (T=950°C) и давлении воды P_{H2O}=2 кбар. Исходное водосодержащее стекло для экспериментов приготовлялось по специальной методике, отношение Fe3+/Fe2+ в нем определялось методом Мёссбауровской спектроскопии. Эквивалентная летучесть кислорода при температуре экспериментов вычислялась согласно (Jayasuriya et al., 2004) и находилась в диапазоне NNO - NNO+2.

Составы экспериментальных амфиболов исследовались на микрозонде и пересчитывались с оценкой распределения катионов по кристаллографическим позициям с определением содержания окисного и закисного железа согласно методу предложенному IMA (Leake et al., 1997). Анализ экспериментальных данных показал, что содержание алюминия в октаэдрической координации обратно коррелирует с суммой других высокозарядных катионов в октаэдрических позициях (Fe^{3+}+Ti^{4+}). Максимальное содержание Fe^{3+}+Ti^{4+} составляет 1.7-1.8 apfu (атомов на формульную единицу) при Al^{M}=0. Вытеснение алюминия происходит не за счет прямого изоморфизма, поскольку наклон зависимости меньше единицы. Так как объем наших экспериментальных данных ограничен, мы проанализировали доступные литературные данные. Подобная корреляция Al^{M} от Fe^{3+}+Ti^{4+} обнаружена для состава низкотемпературных амфиболов по данным Rutherford and Devine (2003). Кристаллизация амфибола в экспериментах этих авторов происходила из остаточного дацитового расплава при давлении воды 2 кбар. Содержание Al^{M} в амфиболе в несколько раз меньше, чем в наших экспериментах, что отражает его более низкое содержание в полимеризованном кислом расплаве. Из экспериментальных данных Schmidt (1992) по составу низкотемпературных

амфиболов (температура кристаллизации около 700°С) из риолитов следует, что с ростом давления содержание Al^{M} растет. По нашим данным при росте амфибола в условиях высоких переохлаждений ($\Delta T > 20\text{-}30^{o}C$) содержание Al^{M} также растет, достигая максимального содержания около 1.2 apfu. Наши экспериментальные данные позволяют интерпретировать условия роста природных амфиболов.

В работе Sato et al. (2005) приводятся данные анализов амфибола из андезитов вулкана Унзен (Япония). Вкрапленники амфибола имеют состав, отвечающий росту из расплавов андезито-дацитового состава при давлениях около 2 кбар. По данным Sato et al. (2005) они содержат повышенное содержание хлора. Предположительно, их кристаллизация происходила в магме с высоким содержанием кристаллов и кислым интерстициальным расплавом. Пред извержением произошло внедрение основной магмы, которая вызвала нагрев и дегазацию. Перед извержением у амфиболов образовалась высокотемпературная кайма с трендом составов, отвечающим нашим экспериментальным данным при f_{O2}=NNO+1.

Изучение составов амфиболов из различных пород вулкана Шивелуч позволило классифицировать их по генезису на три группы. В первую входят высокотемпературные амфиболы выросшие из андезитового расплава. Содержание Al^{M} от Fe^{3+}+Ti в них близко следуют нашему экспериментальному тренду. Во вторую мы отнесли кристаллы, состав которых следует риодацитовому тренду. Третий класс включает амфиболы с очень низким (или нулевым) содержанием Al^{M}. Они образовались путем магматического замещения ортопироксенов (оливинов). Мы наблюдали все стадии замещения ортопироксена ультраосновных включений в андезитах амфиболом. В соответствии с нашими анализами основная часть амфиболов выросла при $f_{O2} \approx$ NNO-NNO+1. Наиболее восстановительные условия образования предполагаются у амфиболов извержения 1964 года. Анализ зональных кристаллов показал, что их рост происходил со сменой летучести кислорода и существенных температурных колебаний.

Работа поддержана Грантом РФФИ № 06-05-64903.

ЛИТЕРАТУРА

Blundy, J.D., and Holland, T.J.B. (1990): Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer, Contrib. Mineral. Petrol., 104, 208–224.

Leake, B.E. et al. (1997): Nomenclature of amphiboles, Amer. Mineral., 82, 1019–1037.

Rutherford, M.J. and Devine, J.D. (2003): Magmatic conditions and magma ascent as indicated by Hornblende phase equilibria and reactions in the 1995-2002 Soufriere Hills magma, J. Petrology, 44, 1433-1454.

Sato, H. et al. (2005): Experimental petrology of the 1991–1995 Unzen dacite, Japan. Part II: Cl/OH partitioning between hornblende and melt, J. Petrology, 46, 339–354.

Schmidt M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. // Contrib.Mineral.Petrol. 1992. V. 110. P. 304-310.
Jayasuriya K. D., O'Neill H. ST. C., Berry A.J. and Campbell S. J. A Mössbauer study of the oxidation state of Fe in silicate melts. //American Mineralogist. 2004. V.89. P. 1597-1609.

Amphibole composition can be used to estimate its growth conditions. Based on the experimental data empirical correlations of octahedral Al versus Fe^{3+}+Ti variations in Ca-amphiboles grown from the andesitic to rhyo-dacitic melts at P_{H2O} about 200 MPa have been established. Several genetic classes of the amphiboles from Shiveluch have been proposed while using our experimental correlations.

О ВОЗМОЖНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ ПЕТРОМГНИТНЫХ СВОЙСТВ БАЗАЛЬТОВ ПРИ ОДНООСНОМ СЖАТИИ

Салтыковский А.Я[1], Патонин А.В [2], Виноградов Ю. К.[2]
[1]Институт физики Земли РАН, [2]Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН

saltyk@ifz.ru

ON POSSIBLE CHANGES OF BASALT PETROMAGNETIC PROPERTIES BY UNIAXIAL COMPRESSION

Saltykovsky A.Ja.[1], Patonin A.V.[2], Vinogradov Yu.K.[2]
[1]Institute of the Physics of the Earth RAS, [2]Geophysical Observatory "Borok" IFZ RAS

Большую роль при решении различных геофизических задач играет знание характера формирования магнитных свойств горных пород в тектонически-активных структурах земной коры (платформы, области складчатости, окраины континентов, активные вулканические зоны и пр.). Эта проблема крайне актуальна как при интерпретации региональных магнитных аномалий, так и при проведении палеомагнитных построений. Хорошо известно, что магнитная характеристика горной породы определяется составом ферримагнитных минералов – титаномагнетитов и гемоильменитов, входящих в состав многих магматических пород; эти фазы являются индикатором окислительного режима и P-T параметров при формировании магматических расплавов различного состава в разных геодинамических условиях, а также процессов дифференциации глубинных магм. Основу этих минеральных разновидностей составляют твердые растворы ульвошпинель-магнетит и ильменит-гематит. Естественно, что основное внимание исследователей уделялось условиям кристаллизации именно этой серии твердых растворов. В зарубежной (Kern, 1961; Ohnaka, 1968,1969; Nagata, 1970a,b; Fen'e, 2005) и отечественной литературе (Безуглая, Сковородкин, 1972; Трухин, Максимочкин,1999 и др.) обсуждается связь магнитных характеристик горных пород с особенностями состава и структуры (фазовой однородности) ферримагнетиков – отмеченных выше твердых растворов, особое внимание в этих работах уделено возможным изменениям магнитных свойств в зависимости от испытываемых горной породой механических напряжений – деформациям, дислокациям, трещиноватости и пр., возникающим (как представляется авторам настоящей работы) в результате тектонических процессов. До последнего времени изучению магнитных свойств в ходе деформационных процессов при нахождении горных пород в стрессовых полях напряжений, уделялось мало внимания.

Особенности магнитных свойств горных пород, в частности, их магнитная анизотропия могут служить четким индикатором палеотектонических движений и геологической истории, как отдельных региональных структур, так и крупных блоков земной коры. В задачу этой работы входило изучение

деформационных свойств базальтов при одноосном сжатии с использованием пресса INOVA, причем магнитные характеристики испытываемых пород снимались до и после испытания образцов на их механическую прочность с тем, чтобы можно было бы сравнить изменение магнитных характеристик в зависимости от прилагаемых к образцам усилий на прессе.

Исследования магнитных характеристик выполнялись на астатических и термомагнитометрах для измерения индуктивной и остаточной намагниченности непосредственно в процессе их нагрева, на установках для снятия петель гистерезиса, создания нормальной и идеальной намагниченности и т.д. Эта работа выполнялась в лаборатории Древнего Геомагнитного поля Геофизической Обсерватории «Борок» Института физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН. (рук.лаб. проф. В.П.Щербаков)

Объектом экспериментов являлись четвертичные недислоцированные базальты и андезитобазальты, отобранные с Срединного хребта Камчатки; один образец представлял собой неизмененный палеогеновый базальт с вулканического плато Армении. Ниже приведены номера образцов и их местонахождение: 890904\9–базальт, неизмененный; Срединный хребет, Камчатка; 820904\19 - платобазальт, Вост.Камчатка, Озерковское месторождение золота; 1004.11- андезито-базальт, Вост. Камчатка, мыс Гавен; 703-36 – то же, там же; 19-35 - андезито-базальт, Армянское вулканическое плато, р.Апаран. Весь материал тщательно отбирался на предмет отсутствия заметных трещин и явных дислокаций. Затем, из центральной части (чтобы избежать любых вторичных изменений образца) выпиливались кубики с размерами граней 10 мм.

Проведение механической прочности базальтов проводилось на управляемом прессе INOVA, изготовленном в 1984 году в Чехии по заказу Института физики Земли РАН. Пресс представляет собой программную управляемую гидравлическую систему с максимально развиваемым усилием до 100 тонн. С помощью программы управления выбираются и задаются необходимые режимы испытаний материалов. Нужная деформация задавалась ступенчато, причем величина одной ступеньки составляла 0.25 мкм. Точность определения нагрузки была + / - 2.5 кг. Поток событий акустической эмиссии регистрировался пьезоэлектрическим датчиком; один раз в секунду проводился подсчет числа событий, превысивших заданный порог и их суммарная энергия. В ходе опытов регистрируются следующие физические параметры – осевая нагрузка, осевое перемещение, поток событий акустической эмиссии. Исследуемые образцы представляли собой кубики с размером грани 10 мм. Режим нагружения с постоянной скоростью деформации составлял $4*10^{-5}$. Главное требование при эксперименте – не допустить полного разрушения образца. Для выполнения этого производился непрерывный визуальный контроль потока событий акустической эмиссии. По достижении этим потоком некоторого критического значения, определенного из предварительных

испытаний, осевая деформация образца останавливалась. Эта пауза выдерживалась в течение, около 30-50 сек, в зависимости от материала образца. Критерий выдержки паузы – существенное уменьшение потока событий акустической эмиссии. Во время паузы происходили процессы релаксации породы, приводящие к уменьшению осевой нагрузки и уменьшению потока событий. Затем включался реверсионный режим и производилась разгрузка образца с той же скоростью деформации.

По результатам опытов были построены графики изменения осевой нагрузки и деформации, а также изменения числа событий акустической эмиссии во времени.(рис.1.) Максимальные параметры осевой деформации на графике: X – ось времени в сек. Ось Y – для нагрузки в кг, для числа событий акустической эмиссии в шт./сек., для задаваемой деформации в единицах смещения; одна единица смещения равна 0.25 мкм. Такого рода комплексный анализ ферримагнитных минералов с детальным изучением условий и характера наложенных процессов, приводящих к изменению состава и петромагнитных свойств ферримагнетиков, проводится, насколько нам известно, впервые.

По результатам измерений магнитных характеристик были построены петли гистерезиса для каждого образца.. При внимательном рассмотрении диаграмм большая часть образцов не меняет своей коэрцитивной силы, но увеличивает остаточную намагниченность насыщения. Возникает очень жесткая компонента, не насыщающаяся даже в максимальных полях до 0.8 тесла. В результате заметна значительная разница в форме кривых нормального намагничивания, полученных до и после сжатия (рис.2 a и b)

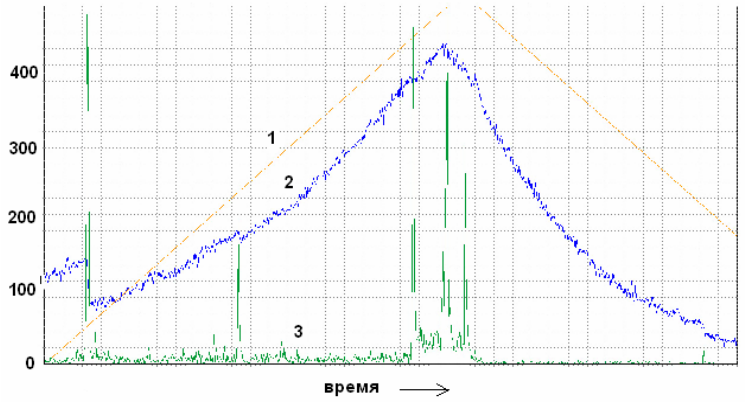
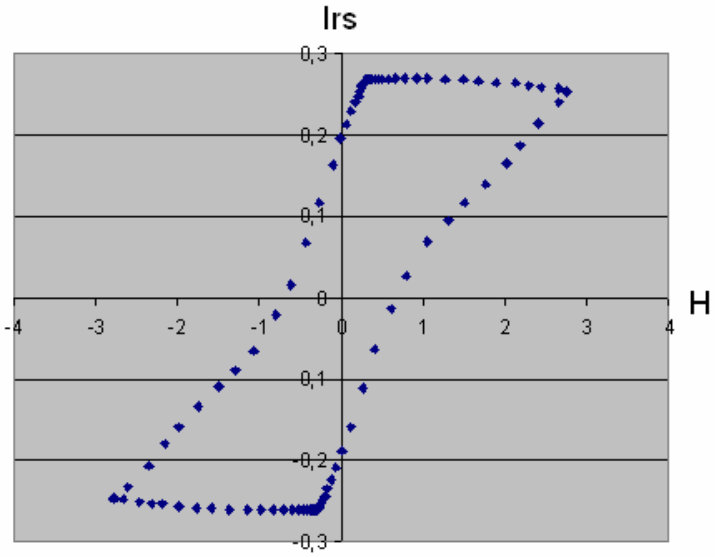
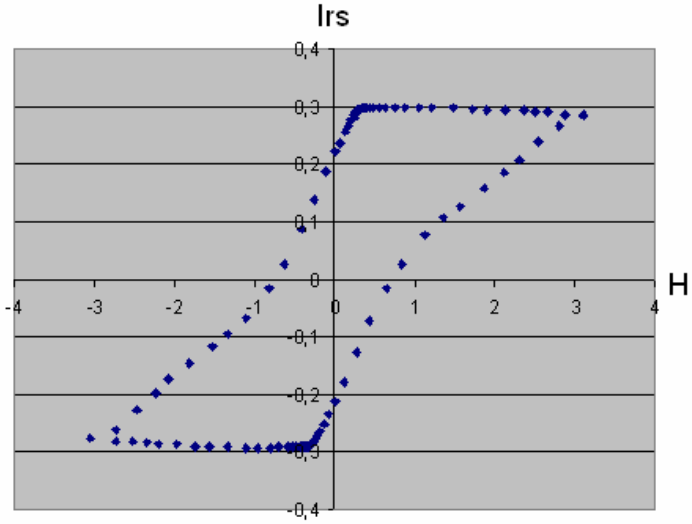


Рис.1. Графики изменения осевой нагрузки (2) - в кг, заданной скорости деформации (1), а также изменения числа событий акустической эмиссии во времени (3).



(а)



(б)

Рис.2. Зависимость остаточной намагниченности образца базальта (Срединный хребет, Камчатка) от приложенного поля (10-3 эрстед) до (а) и после нагружения (б).

Таким образом, используя пресс INOVA, при одноосном сжатии была определена механическая прочность камчатских базальтов при одновременном исследовании их магнитных характеристик. По предварительным данным можно говорить о том, что большая часть опытных образцов не увеличивает свою остаточную намагниченность насыщения. В процессе деформации возникает очень жесткая компонента, не насыщающаяся даже в максимальных полях. В процессе механического воздействия на базальтовые породы возникает большое количество дефектов решетки, скопление дислокаций, возникающих в ходе приложения давлений.(Салтыковский, Патонин 2008).

Такие результаты могут служить основой для последующих исследований магнитных свойств магматических горных пород, которые подверглись деформационным изменениям. Комплексный анализ ферримагнетиков с детальным изучением условий и характера наложенных процессов, планируется проводить и дальше на образцах базальтов и габброидов
из Исландии.

Авторы благодарны Ю.С.Геншафту, В.П.Щербакову и В.А.Цельмовичу за обсуждение и полезные консультации в ходе выполнения этой работы.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 07-0500 335

ЛИТЕРАТУРА

Kern, J.W., Effect of stress on the susceptibility and magnetization of a partially magnetized multidomain system. J.Geophys.Rts., 66, 3807-3816, 1961

Ohnaka, M, and Kinoshita H., Effects of uniaxial compression on remanent magnetization.,J. Geomag.Geoelect., 20 (2), 93-99, 1968

Ohnaka,M, Stability of remanent magnetization of rocks under compression – relation to the grain size of rock forming ferromagnetic minerals. J Geoelect.,21(2), 495-505, 1969

Nagata, T, Anisotropic magnetic susceptibility of rocks under mechanical stresses, Pure Appl.Geophys.,78, 110-122, 1970a

Nagata, T, Basic magnetic properties of rocks under the effect of mechanical stresses. Tectonophysics, 9, 167-195, 1970b

Ferr'e ,E.C.,Tikoff, B., Jacksson M., The magnetic anisotropy of mantle peridotites Example Twin Sisters dunite, Washington. Tectonophysics. 2005,N398, P. 141-146

Безуглая Л.С., Сковородкин Ю.П. Термоостаточная намагниченность горных пород при одноосном сжатии и температурах 20-200^{O} С. Физика Земли №6,76-80. 1972.

Трухин В.И., Максимочкин В.И. Изменение намагниченности горных пород в океанской коре, обусловленные ростом давления и температуры. Физика Земли. №11, 3-14, 1999.

Салтыковский А.Я., Патонин А.В. Структурно-деформационные изменения базальтов и их петромагнитные свойства. Мат.совещ в РГГРУ «Проблемы магматической и метаморфической петрологии», М., РГГРУ, 2008.

ЗНАЧЕНИЕ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В РЕШЕНИИ ПРАКТИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Сим Л.А.[1], Корчемагин В.А.[2], Рапопорт А.Б.[1]
[1]ИФЗ им.О.Ю.Шмидта, г.Москва, Россия,
[2]Донецкий национальный технический университет, г. Донецк, Украина

Изучение тектонических напряжений играет важную роль не только в теоретических исследованиях механизмов формирования структур, определении источников сил [В.В.Белоусов, 1948, 1975; М.В.Гзовский,1954, 1975 и др.], но и при решении практических задач: тектонофизическом прогнозе месторождений полезных ископаемых, оценке устойчивости гражданских сооружений, экологических исследованиях и т.д.

Прогноз термальных вод районов Оньянг и Чхун-Чжу (Южная Корея) по тектонофизическим параметрам. Районы опытно-методических и поисковых работ по выявлению площадей, перспективных на разведку питьевых и термальных вод, находятся в пределах Китайско-Корейской древней платформы, испытавшей довольно активную тектономагматическую активизацию в герцинское и, особенно значительную, в альпийское время. Сложены они докембрийскими кристаллическими породами (гранитами, гнейсами, метаморфическими сланцами, амфиболитами), прорванными более молодыми гранитами, андезитами, многочисленными дайками магматических пород и кварц-карбонатными жилами.

Исходными данными для тектонофизического анализа были результаты полевого измерения ориентировок поверхностей смесителей и штрихов скольжения, направления подвижек и их амплитуды; элементы залегания даек магматических пород, минеральных жил и их мощности; осей шарниров складок, кливажа сланцеватых пород. По этим данным построено поле суммарных деформаций, отражающее общий вклад всех существовавших ранее тектонических усилий и реконструированное с использованием специальной программы «GEOS», разработанной в ИФЗ и РГГУ России

(О.И.Гущенко, А.А.Мострюков, Н.Ю.Васильев). Важнейшими параметрами полей напряжений и деформаций, определявшихся в процессе работы, были: ориентация осей эллипсоида напряжений и деформаций, коэффициент Лодэ-Надаи эллипсоида, тип полей деформаций. Перечисленные параметры явились определяющими в прогнозных построениях.

Всего в районе г.Оньянг было замерено 308 зеркал скольжения, 70 даек и минеральных жил, 92 замера плоскостей сланцеватости и ориентировка 11 шарниров складок, в районе Чхун-Чжу, соответственно, 466, 210, 106 и 24. На сводной стереограмме зеркал скольжения, даек и жил в районе Чхун-Чжу выделяются две доминирующие системы трещин и одна система даек (рис. 1а), а в районе Оньянга – одна система трещин и даек (рис.1б). Наибольшей мощностью характеризуются дайки и жилы субмеридионального и

меридионального простирания. В районе Чхун-Чжу выявляется по крайней мере 5 этапов развития тектонического поля напряжений, возрастная последовательность которых мало достоверна. В районе Оньянг достоверность выделения этапов развития полей напряжений еще более низкая, т.к. количество замеров существенно меньше. Более уверенно определяются параметры суммарного поля деформаций в обоих районах, в связи с чем использование их для прогнозных построений более надежно. Характеристика этих полей показана на рис. 1. При рассмотрении схемы поля деформаций района Оньянг обращает на себя внимание участок 2 на СЗ площади (Умбон Коксун-кель). Он характеризуется отрицательными значениями коэффициента Лодэ-Надаи и развитием сбросового типа деформаций, т.е. теми параметрами, которые должны иметь участки, перспективные на обнаружение термальных вод. Условия растяжения, очевидно, благоприятны для развития пустотного пространства для размещения вод, а возникновение сбросового типа поля деформаций логично предполагать над внедряющимися снизу (в процессе тектоно-магматической активизации платформы) магматитами, обеспечивающими прогрев вод. Действительно, на участке Умбон Коксун-кель буровая скважина встретила термальные воды. Температура воды 35,5°С, водоприток 600т/час, глубина вскрытия – 728 м. К тому же через этот участок на космическом снимке трассируется разлом северо-западного простирания. В настоящее время на этом участке идет строительство городка саун.Такие же условия деформирования можно прогнозировать на участках 3 и 5 к СВ и югу от Оньянг (рис.1а). В районе Чхун Чжу на пересечении разлома II-II и карбонатной жилы III-III (рис 1б) скважина вскрыла мощный водоток с температурой +16°С.

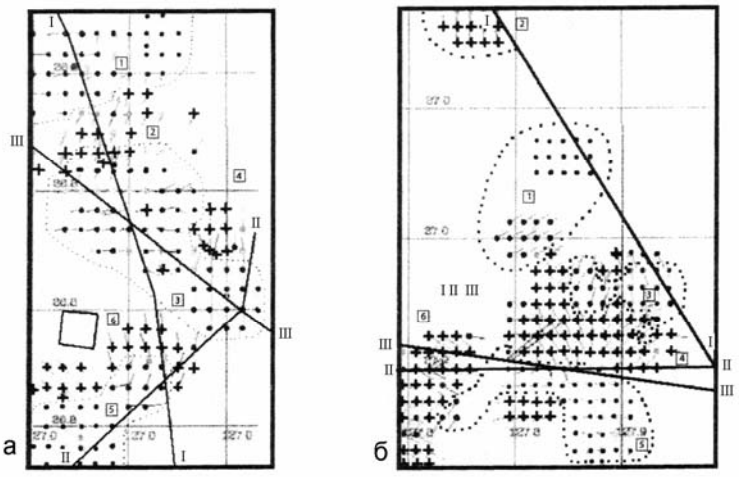


Рис.1. Схема поля деформаций района Чхун-Чжу (а) и Оньянг (б). I-I, II-II – Предполагаемые зоны разломов, установленные по космическим снимкам; III-

III – мощная карбонатная жила. Точки – взбросовое, крестики – сбросовое и сдвиговое поля напряжений, квадрат - г.Оньянг.

Возможная связь дебитов нефти с характеристиками напряженного состояния была исследована ранее на Большесалымском месторождении в Западной Сибири [Сим и др., 2000, 2002] и в северной части Колвинского мегавала, расположенного в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (ТПП). Мегавал является инверсионной структурой над ордовикско-девонским палеграбеном, входящим в состав крупного Печора-Колвинского палеорифта [Малышев, 2006 и др.].

Неотектонические напряжения восстанавливались с помощью структурно-геоморфологического (СГ) метода реконструкции тектонических напряжений [1], дающего возможность определять сдвиговую компоненту перемещений, ориентацию осей сжатия и растяжения и геодинамическую обстановку. Метод основан на закономерностях ориентировок оперяющих разрывов в зонах сдвигов, обобщенных М.В.Гзовским [1975]. Выделение рангов полей напряжений проводилось по комплексу признаков: по длительности развития разломов, в зонах динамического влияния которых восстановлены напряжения, по выраженности его на дневной поверхности и, главное, по устойчивости знака смещения по простиранию разлома.

Результаты тектонофизического анализа на рис. 2. Главной дизъюнктивной структурой района является разлом ССЗ-СЗ простирания, отнесенный к разломам I-го ранга и ограничивающий Колвинский грабен-рифт фундамента с запада. Субпараллельно ему выделяются несколько более мелких разломов СЗ простирания, а также разломы СВ (поперечные), меридионального и широтного простираний. Все они отнесены к разломам II-го и более мелких рангов, за исключением разлома СВ простирания, отнесенного к I-му рангу и ограничивающего с ЮВ газоконденсатное месторождение Ярею. В результате тектонофизических исследований установлено, что по разломам I-го ранга и по большинству более мелких разломов восстанавливаются оси сжатия, ориентированные субмеридионально и на ССВ. Эти определения находятся в согласии с более ранними региональными определениями неотектонических напряжений по ТПП [Сим, 2000], которые были подтверждены и уточнены за счет более детальных исследований и уверенного определения разломов с привлечением геофизических данных. Выделенные разломы контролируют различные уровни водонефтяного контакта в пределах одной залежи, вертикальные амплитуды по ним достигают 10-20м. В восстановленном поле напряжений разломы СЗ простирания имеют право-, а разломы СВ простирания – левосдвиговую составляющую перемещений. Исключение составляют мелкие разломы, в том числе два разлома СЗ простирания восточнее Колвинского разлома, выделенные по топоснове и по картам гравитационных и магнитных аномалий месторождения Ю.Хыльчую. По последним разломам восстановлены широтные ориентации осей сжатия, по

кинематическому типу они относятся к левым сдвигам. Подтверждением правильного определения направлений сдвиговых перемещений по разломам могут служить отчетливо дешифрирующиеся локальные новейшие структуры непосредственно южнее района. В секторах локального сжатия, раскрытых на юг и на север, формирующихся при пересечении разнонаправленных сдвигов, по радиальному центробежному распределению водотоков 1-2 порядков выделяются новейшие поднятия. При этом в секторе локального растяжения, раскрытом на восток, рисунок гидросети – центростремительный, дающий основание выделить здесь впадину.

Особое внимание заслуживает геодинамическая обстановка формирования разломов в осадочном чехле исследуемой части плиты: все разломы СЗ простирания находятся в обстановке сжатия за исключением самого западного главного Колвинского разлома, простирание которого в этой части ближе к субмеридиональному. Разломы СВ простирания формируются в разных геодинамических обстановках, в том числе – в обстановке растяжения.

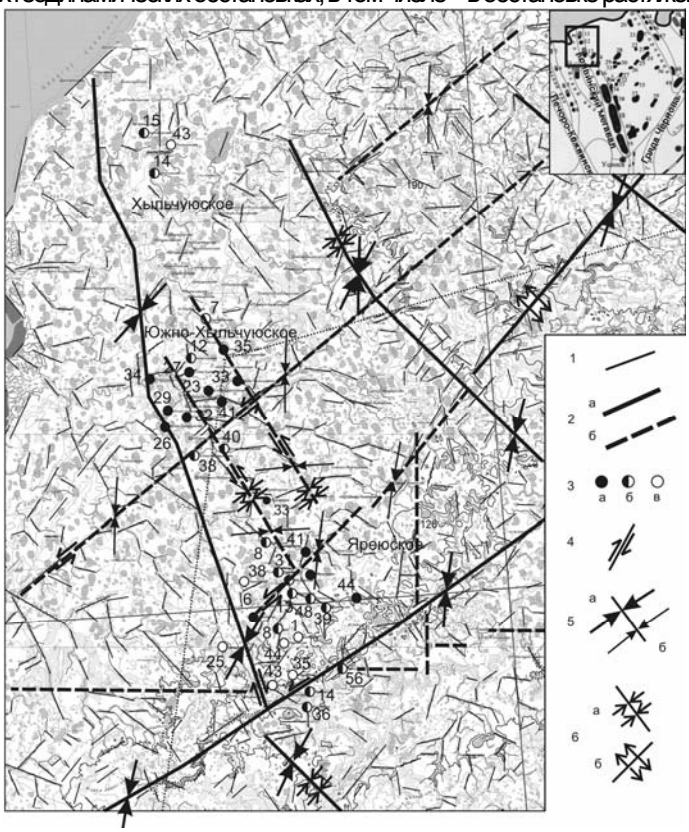


Рис.2. Схема новейшей разломной тектоники и неотектонических напряжений севера Колвинского мегавала.

1-Мегатрещины; 2 - разломы: а – I-го, б – II-го рангов; 3 – скважины: а – высоко-и б – среднедебитные, в – «сухие» и малодебитные; 4 – сдвиги; 5 - оси алгебраически максимального сжатия в горизонтальной плоскости: а – I-го, б – II-го ранга; 6 – геодинамические обстановки формирования сдвигов: а – сжатия, б – растяжения.

При сопоставлении результатов тектонофизических исследований с нефтегазоносностью месторождения Ярею выяснилось, что пустые и малодебитные скважины №№ 1,35,44,48 попадают в сектор локального сжатия, образованного при пересечении главного Колвинского разлома с разломом СВ простирания I-го ранга, также как и скв. 38 в северной части месторождения при блокировке разлома II-го ранга СВ простирания. «Сухая» скв. 7 на севере Южно-Хыльчаюского месторождения пробурена во фронтальной части разлома II-го ранга СЗ простирания, т.е. тоже на участке локального сжатия. Приведенные примеры можно интерпретировать как влияние геодинамической обстановки сжатия на дебит скважин. Необходимо отметить, что локальная геодинамическая обстановка – не универсальная причина низких дебитов скважин. Так, высокодебитные скважины на Южно-Хыльчаюском месторождении все расположены в секторе локального сжатия, раскрытом на север, на пересечении Колвинского разлома с разломом II-го ранга СВ простирания, в то же время скважина №38 со средним дебитом приурочена к сектору локального растяжения (рис.2), хотя здесь можно было бы ожидать повышенный дебит; общие более высокие дебиты скважин на месторождении Южное Хыльчаю по сравнению с Ярею, безусловно, связаны не с современными тектонофизическими характеристиками. Оба месторождения приурочены к кавернозным известнякам с литологическим типом коллекторов. Керн скважин на месторождениях Хыльчую отличается слабым развитием трещиноватости по сравнению с керном на месторождении Ярею.

Изучение с поверхности месторождений для реконструкции тектонических напряжений может дать предварительную грубую оценку развития трещинных коллекторов в пределах отдельных месторождений, в которых такие коллекторы играют доминирующую роль.

Выводы. Рассмотренные примеры тектонофизических исследований показывают их значимость при решении различных прикладных задач. Все примеры опираются на результаты изучения платформенных структур и показывают высокую результативность применения разных методов реконструкции тектонических напряжений даже в практически асейсмичных регионах без сейсмологических и инструментальных данных о напряженном состоянии земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1.Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации). Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991, № 10. С.3-22.

ПОСТРОЕНИЕ КЛАСТЕРНЫХ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ И ПРОГНОЗ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ СТРУКТУР

Спичак В.В., Безрук И.А., Попова И.В.
Центр геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН

v.spichak@ru.net

RECONSTRUCTION OF CLASTER PETROPHYSICAL SECTIONS FROM GEOPHYSICAL DATA AND HYDROCARBONS EXPLORATION

Spichak V., Bezruk I., Popova I.
Geoelectromagnetic Research Centre IPE RAS

Горные породы, слагающие недра Земли, характеризуются различными физическими свойствами, которые важны для построения геологической модели строения недр, а также при прогнозе полезных ископаемых. К наиболее значимым физическим характеристикам можно отнести скорость распространения сейсмических волн, электрическое сопротивление, плотность и магнитную восприимчивость пород. В свою очередь, их комплексный анализ может быть использован для косвенной оценки таких петрофизических характеристик, как пористость, трещиноватость, флюидонасыщенность и других, важных при поисках нефтегазоносных структур.

Существуют различные подходы к поиску литологических структур по геофизическим данным, измеренным на поверхности. Одна группа методов основана на их одновременной инверсии с учетом априорно задаваемых ограничений на характер получаемых моделей (Haber, Oldenburg. 1997; Linde et al., 2006; Moorkamp et al., 2006; Gallardo, Meju, 2007). Другая группа методов основана на совместном апостериорном анализе результатов независимых инверсий различных типов геофизических данных, в ходе которого строятся кластеры в пространстве признаков или координат (Dell' Aversana, 2001; Bosch et al., 2002; Bedrosian et al., 2007; Spichak et al., 2006).

В рамках последнего подхода в настоящей работе для построения кластерных петрофизических разрезов применяется методика, основанная на самоорганизующихся картах (Self-Organizing Maps-SOM) Кохонена (Kohonen, 1987). Ее суть сводится к введению априорной информации о числе петрофизических типов и обучению нейросети Кохонена выделению в исследуемом пространстве земных недр пространственных участков с однотипными геофизическими петрофизическими характеристиками.

Искусственная нейронная сеть Кохонена представляет собой двухслойную сеть. Каждый нейрон первого (входного) слоя соединен со всеми нейронами второго (выходного) слоя, которые расположены в виде двумерной решетки. Нейроны входного слоя в нашем случае соответствуют значимым геофизическим характеристикам исследуемого региона, таким как скорость распространения сейсмических волн, электрическое сопротивление, а также

плотность. Нейроны выходного слоя называются кластерными элементами, их количество определяет максимальное количество групп - кластеров, на которые система может разделить входные данные. В нашем случае кластерные элементы характеризуют петрофизические типы пород, возможные в исследуемом регионе.

В рамках парадигмы нейронной сети Кохонена обучение проводится без "учителя", т. е. в процессе обучения нет сравнения выходных нейронов с эталонными значениями (так, как это происходит в случае метода обучения с учителем "backpropagation"). В процессе обучения на вход такой нейросети последовательно подаются обучающие примеры, которые в нашем случае представляют собой геофизические характеристики исследуемого региона. Можно сказать, что система работает по принципу соревнования. Нейроны второго - кластерного слоя, представляющего петрофизические объекты, соревнуются друг с другом и побеждает тот элемент-нейрон, чей вектор весов ближе всего к входному вектору сигналов. Таким образом каждый входной вектор относится к некоторому кластерному элементу.

После окончания процесса обучения карта Кохонена классифицирует входные примеры на группы схожих элементов. Вся совокупность нейронов в выходном слое точно моделирует структуру распределения обучающих примеров - геофизических характеристик исследуемого региона - в многомерном пространстве. Уникальность технологии самоорганизующихся карт состоит в преобразовании N - мерного пространства в двухмерное. После обучения такая нейросеть визуально отображает многомерные входные данные на плоскости нейронов. Таким образом, построение кластерных петрофизических разрезов при комплексном нейросетевом анализе сводится к введению априорной информации о числе петрофизических типов и обучению нейросети с целью выделения в исследуемом пространстве земных недр участков с однотипными петрофизическими характеристиками.

Рассмотренный выше подход был применен нами для построения кластерного петрофизического разреза на основе трех разрезов физических свойств среды - сейсмической скорости, аномалии поля силы тяжести и электрического сопротивления – построенных по геофизическим данным, измеренным в Восточной Сибири вдоль регионального профиля 1СБ (рис. 1). На кластерном петрофизическом разрезе представлено распределение в земных недрах литологических типов горных пород, характеризующихся своими петрофизическими характеристиками. Из рис. 1 видно, что в районе месторождений УВ (Оморенского и Юрубчено-Тахомского) расположена глубинная петрофизическая аномалия (кластеры 1-4). Наличие таких аномалий в окрестности залежей УВ, очевидно, является необходимым (но, возможно, недостаточным) условием и может рассматриваться как критерий их поиска.

Таким образом, есть основания надеяться, что предложенный подход может служить хорошим инструментом для выделения петрофизических

кластеров по результатам апостериорного анализа независимых инверсий геофизических данных и их последующего анализа.

Авторы выражают благодарность д.ф.м.н. Е.Н. Черемисиной и к.г.м.н. В.И. Галуеву, которые любезно предоставили данные по региональному профилю 1СБ.

ЛИТЕРАТУРА

Bedrosian P.A., Maercklin N., Weckmann U., Bartov Y., Ryberg T., and Ritter O. 2007. Lithology-derived structure classification from the joint interpretation of magnetotelluric and seismic models. Geophys. J. Int., 170, 737-748.

Bosch M., Zamora M. and Utama W., 2002. Lithology discrimination from physical rock properties. Geophysics, 67 (2), 573-581.

Dell' Aversana P., 2001. Integration of seismic, MT and gravity data in a thrust belt interpretation. The First Break, 6, 335-341.

Gallardo L.A. and Meju M.A., 2007. Joint two-dimensional cross-gradient imaging of magnetotelluric and seismic traveltime data for structural and lithological classification. Geophys. J. Int., 169, 1261-1272.

Haber E. and Oldenburg D., 1997. Joint inversion: a structural approach. Inverse Problems, 13, 63-77.

Kohonen T., 1987. Self-Organization and Associative Memory, Springer-Verlag, Berlin.

Linde N., Tryggvason A., Binley A., Pedersen L.B., Revil A., 2006. A structural approach to joint three-dimensional inversion of geophysical data. Ext. Abstr. 18th IAGA WG 1.2 Workshop on EM Induction in the Earth, El Vendrell, Spain.

Moorkamp M., Jones A.G., Rao C.K., 2006. Joint inversion of MT and seismic receiver function data using a genetic algorithm. Ibid.

Spichak V., Rybin A., Batalev V., Sizov Y., Zakharova O., and Goidina A., 2006. Application of ANN techniques to combined analysis of magnetotelluric and other geophysical data in the northern Tien Shan crustal area. Ibid.

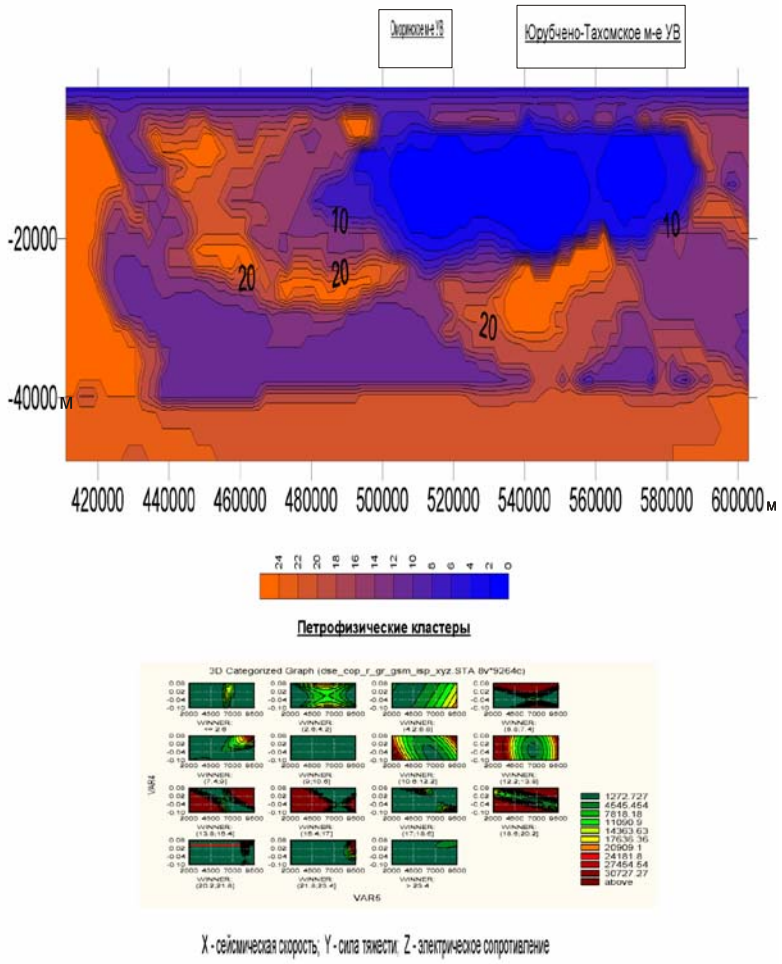


Рис. 1. Кластерный петрофизический разрез по профилю 1СБ.

An approach to integrated posterior analysis of the results of the geophysical data inversions is proposed. It is based on the neural network self-organizing maps (SOM) technology and leads to construction of claster petrophysical section. An example of its application to seismic, gravity and electromagnetic data collected along the regional profile in the Eastern Siberia is shown. It is shown that the petrophysical anomaly is attributed to the known location of two hydrocarbon deposits. Basing on this preliminary result a conclusion is made regarding suitability of using this criterium for hydrocarbons exploration.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРЯМОГО ДУГОВОГО АТОМНО-ЭМИССИОННОГО МЕТОДА С ПЗС - СИСТЕМОЙ РЕГИСТРАЦИИ СПЕКТРОВ В АНАЛИЗЕ УНИКАЛЬНЫХ ОБЪЕКТОВ И МАТЕРИАЛОВ

Сукач Ю.С., Савинова Е.Н.,Тюрин Д.А. ., Колесов Г.М.
Институт геохимии и аналитической химии им.В.И.Вернадского РАН,

drkolesov@mail.ru

USE OF DIRECT ARCHED ATOMIC- EMISSION METHOD WITH CCD- SYSTEM OF THE SPECTRA REGISTRATION FOR ANALYSIS OF UNIGUES OBJECKT AND MATERIALS

Sukach Yu.S., Savinova E.N.,Tyurin D.A. Kolesov G.M.
V.I.Vernadsky Institute of geochemistry and analytical chemistry of RAS

Приборы зарядовой связи - ПЗС системы, в настоящее время находят широкое применение. В спектральном анализе они становятся незаменимыми при измерении и регистрации эмиссионных спектров, что позволяет снизить пределы обнаружения элементов, расширить диапазон определяемых концентраций, повысить надежность учета влияния фона, снизить случайные погрешности анализа и в целом повысить его эффективность

На базе спектрографа ДФС-8 и дуги постоянного тока при использовании фотоэлектронных кассет и компьютерного программного обеспечения показана возможность определения некоторых редких элементов, платиновых металлов, серебра и золота в биогеохимических образцах, рудах, продуктах вторичного сырья и модельных экспериментов. С использованием приема «покадровой» регистрации спектров и угольных проб в качестве эталонных СОС, показана возможность снижения (в 2 - 10 раз) пределов обнаружения АЭС - методом. Чувствительность составила 10^{-4} - 10^{-5} %, погрешность –3 - 5%.

Правильность полученных результатов анализа подтверждалась сравнением с данными СОС, нейтронно-активационного и масс-спектрометрического методов. Круг анализируемых объектов может быть существенно расширен.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант №06-03-32896-а

The spectral equipment (spectrograph DFS-8, source - arc, system – CCD for spectrums registration) for express analysis of some uniques geological (terrestrial and cosmic) samples is used; their successfull application is shown.

ПРИРОДА МАНТИЙНЫХ ХИМИЧЕСКИХ РЕЗЕРВУАРОВ И ПЛЮМОВ ГОРЯЧИХ ТОЧЕК ЗЕМЛИ

Трубицын В.П.
Институт физики Земли (ИФЗ) РАН
trub@ifz.ru

MANTLE CHEMICAL RESERVOIRS AND HOTSPOT PLUMES

Trubitsyn V.P.
Institute of physics of the Earth (IFZ) RAS

Новые более точные данные измерений свойств пород, данные геохимии и сейсмической томографии, а также результаты численного моделирования привели в последнее время к существенному изменению представлений о строении мантии и глобальной геодинамике.

1. Несостоятельность гипотезы об эпизодическом расслоении конвективных течений и аваланчей благодаря фазовому переходу на глубине 660км.

Базальты океанических хребтов (MORB) деплетированы по несовместимым элементам, которыми обогащена континентальна кора. Базальты горячих точек (OIB), генерируемые плюмами нижней мантии, имеют химический состав близкий к составу первичной мантии. Поэтому долгое время изучалась возможность расслоения мантийной конвекции по границе фазового перехода. На глубине 660 км оливин из фазы рингвудита переходит в перовскит с отрицательным наклоном кривой фазового равновесия $\gamma = dp/dT < 0$. Такой переход может тормозить конвекцию и массобмен между верхней и нижней мантией. Численные 2-D модели конвекции показали, что расслоение конвекции возможно при $|\gamma| > 3.5$ МПа/К. В трехмерных моделях критическое значение наклона $|\gamma|$ для расслоения конвекции значительно больше, т.к. имеется больше возможности проникновения потоков через фазовую границу, если слои разделены не линией, а плоскостью.

До 2002г. лабораторные измерения давали для перехода в оливине на глубине 660км наклон фазовой кривой равный $\gamma = -2.0$МПа/К -3.0МПа/К [1]. Эти величины наклона $|\gamma|$ ниже критического, но не намного. Поэтому гипотеза о возможной частичной изоляции верхней и нижней мантии заслуживала внимания.

Однако эксперименты с новой техникой 2002-2003г. показали ошибочность прежних измерений и дали для наклона в оливине значение от $\gamma = 0$ до $\gamma = -1.5$МПа/К [2,3]. Кроме того, пиролит мантии содержит лишь 60% оливина, а измерения для неоливиной составляющей вещества мантии показали, что для нее наклон положителен. Далее, оказалось, что наклон γ меняется с ростом температуры и даже становится положительным при температуре свыше 2200К. Это означает, только нисходящий мантийный поток тормозится рассматриваемым фазовым переходом, а восходящий может даже ускоряться. Таким образом, наклон кривой равновесия вещества мантии оказывается в несколько раз меньшим критического значения, при котором возможна изоляция резервуаров верхней и нижней мантии. Данные сейсмологии также показывают,

что фазовый переход на глубине 660км может лишь слегка тормозить и при том только нисходящий аномально холодный мантийный поток [4].

Последние данные геохимии дают значения для массы деплетированной части мантии в 40-94% от массы всей мантии, что больше массы верхней мантии (включая переходную зону), составляющей 26% [5]. Поэтому граница, влияющая на конвекцию, может быть только в середине и или в низах нижней мантии.

Таким образом, совокупность данных о свойствах минералов, прямых сейсмических измерений и данные геохимии, а также результаты численного моделирования свидетельствуют против моделей перемежающейся конвекции с разделением на верхнюю и нижнюю мантию по границе фазового перехода 660 км и соответственно исключают возможность в Земле глобальных аваланчей.

2. Мантийные химические резервуары в моделях конвекции с химическими скачками плотности.

Поскольку объем деплетированной мантии больше объема верхней мантии, то химические границы должны быть в нижней мантии. Однако до последнего времени в нижней мантии сейсмически обнаруживалась только одна граница D" на глубине 2700км, хотя и были неуверенные указания на границу в 1600км. Представленные в настоящей работе результаты численного моделирования термохимической конвекции, показывают, что химически расслоенная конвекция в нижней мантии может существовать в течение 1-2 млрд. только при скачке плотности более 2%. При этом граница раздела химических слоев оказывается очень неровной с амплитудами смещений от сотен до тысячи км. Такаю неровную границу трудно выявить даже региональными сейсмическими данными. Малая величина скачка плотности находится в пределах точности глобальной томографии. Таким образом, пока нет прямых данных в пользу существования химического расслоения границ в основной мантии, кроме самой нижней части нижней мантии.

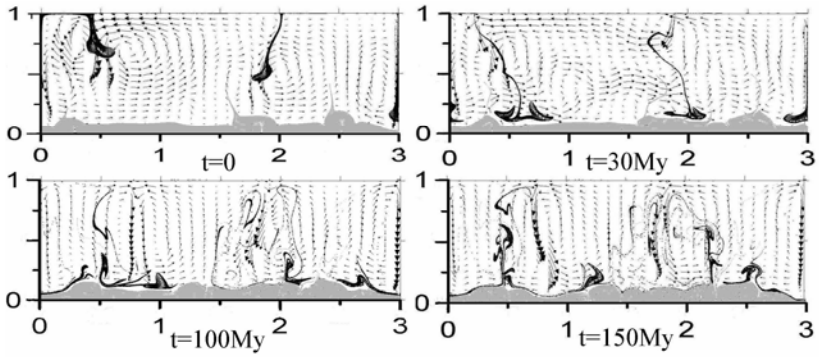
3. Результаты численного моделирования термохимической конвекции, показывающие возможность рециркуляции океанической коры.

В течение последнего десятилетия широко обсуждались возможные модели термохимической конвекции, позволяющие объяснить наблюдаемые основные геохимические резервуары. Наиболее вероятной полагалась модель, в которой на дне мантии сохраняется область вещества, близкого к первичному составу, которая питает плюмы горячих точек. Однако в последнее время было показано, что, кроме этого первичного вещества, в магмах горячих точек присутствует рециркулированная океаническая кора [6,7]. В литературе имеются ряд схематических моделей, показывающих возможность такой рециркуляции при конвекции в мантии. В настоящей работе рассчитана самосогласованная модель мантийной конвекции с тремя независимыми компонентами: основное вещество мантии, более тяжелое вещество с начальным ее расположением на дне мантии, и литосфера с базальтовой корой. Результаты численного моделирования эволюции мантийной конвекции представлены на рис.1.Момент

времени t=0 соответствует типичной структуре мантий конвекции, когда четко проявляются погружающаяся в зонах субдукции океаническая литосфера (темный цвет) и тяжелое вещество на дне мантии (серый цвет) деформировано конвективными течениями. Рассчитанные скорости течений показаны стрелками с максимальной длиной, соответствующей 10см/год. Уже в этот момент четко видно, как первичное вещество очень тонкими струйками поднимается вверх конвективными течениями. В подавляющем большинстве работ рассматривается конвекция или отдельно в слое D" или конвекция в мантии с уже готовым плюмом на дне мантии. В настоящей работе зарождение и подъем плюма горячей точки получается автоматически как решение уравнений конвекции.

В следующий момент через 30млн. лет литосфера достигает дна мантии и начинает смешиваться с первичным веществом. В момент времени t=100 млн. лет с границы тяжелого вещества начинает пониматься уже смесь вещества литосферы (темный цвет) и первичного вещества (серый цвет). В момент времени t=150 млн. лет это поднимающееся смешанное вещество достигает середины мантии. Рассчитанная модель хорошо согласуется с предлагаемыми в литературе схемами конвекции и в определенной мере доказывает их возможность на основе численного решения уравнений термохимической конвекции.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 08-05-00378 и 08-05-00576.



ЛИТЕРАТУРА

1. Трубицын В.П., Евсеев А.Н., Баранов А.А., Трубицын А.П. Влияние эндотермического фазового перехода на массообмен между верхней и нижней мантией // Физика Земли 2008 № 6, с. 3-16.

2. Litasov K.D., Ohtani E. Influence of water on the phase transitions of olivine and its polymorphic in the Earth's mantle//Eos Trans. AGU, 86(52), Fall Meet. Suppl., Abstract MR44A-01.2005.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ПОРОД КЕРНА КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ

Тюремнов В.А.
Геологический институт (ПИ) КНЦ РАН, г. Апатиты
raevsky@geoksc.apatity.ru

Изучение материалов бурения Кольской сверхглубокой скважины принесло новую информацию в познании строения и состояния геологической среды и её петрофизических характеристик [1,2,3]. Анализ изменения скоростей упругих волн в породах разреза СГ-3, помимо традиционных закономерностей обусловленных глубиной залегания и вещественным составом, позволил установить существенные отличия упругих параметров, полученных в лабораторных условиях и по данным дистанционных методов (АК и ВСП). Этот факт в основном объяснялся техногенным влиянием процесса бурения на структуру пород. С этой целью было проведено сравнение скоростей продольных волн в образцах керна и эталонных кубиках, полученных из центральной части штуфа. При этом были отмечены существенные отличия в скоростях упругих волн и определённые закономерности их изменения (рис. 1, табл. 1).

Различие скоростей упругих волн объясняются образованием тонких микротрещин, соизмеримых с размерами минералов и являющихся следствием разгрузки напряжений. Это явление можно объяснить образованием т.н. «поверхности ослабления» [4], т.е. зоны или слоя с максимальными напряжениями или деформациями, вызванными техногенным влиянием бурового инструмента, в результате которого развитие микротрещин приводит к образованию более крупных трещин. Следствием чего является увеличение разницы в скоростях ($Vp_{кер-г}$-$Vp_{куб\text{-}к}$) по разрезу скважины (рис. 1). Наименьшие различия в этих характеристиках отмечены в верхних вулканогенных толщах (матерт и заполярнинская), а наибольшие – в осадочных породах, подвергшихся дислокационному метаморфизму в зоне разлома. Такого типа метаморфизм в породах ждановской свиты сопровождается тонким избирательным рассланцеванием, образующим два интервала в разрезе скважины: на глубине 1500-2000 м и 2250-2800 м, которые соответствуют тектонической зоне, контролирующей локализацию никеленосных интрузий. К этим же интервалам относятся возрастание пористости пород и интенсивность амплитуд сейсмоакустической эмиссии (САЭ), вызываемые динамической активностью трещиноватых пород [4]. Как следует из рис. 1, сложнонапряженное состояние пород разреза СГ-3 сопровождается изменением не только интенсивности САЭ, но и относительным изменением скоростей упругих волн и, в частности, различием Vp в горизонтальной и вертикальной плоскости, т.е. анизотропией пород (Vp_{xy}-Vp_{z})$_{куб\text{-}к}$, увеличивающейся с глубиной скважины. Высокая неоднородность поля напряжений в нарушенных горных породах приводит к возникновению локальных зон разрушения в виде каверн [6]. Поэтому при

бурении скважин возникают технологические сложности, связанные с искривлением скважин, которые определяются геологическими факторами: характером залегания пластов, анизотропией механических и петрофизических характеристик пород, трещиноватостью и кавернозностью, а также тектоническими разломами с автономной внутренней структурой.

Таблица 1

Различие в скорости продольных волн в образцах керна и эталонах

Свиты	H(м)	ΔVp_z		K	α°	Прочность ($\sigma_{сж}$ МПа)	
		Кол-во опред.	Сред.знач.			Кол-во опред.	Среднее
Матерт	0-1059	115	-0.17	0.4	1	8	181
Ждановская	1059-2805	291	-0.27	1.0	1-5	26	157
Заполярнинская	2805-4673	200	-0.54	1.0	4-5	12	175
Лучломпольская	4673-4884	21	-0.67	1.4	4-6	5	140
Пирттиярвинская	4884-5642	36	-0.52	3.6	6-9	6	192
Кувернеринйская	5642-5717	7	-0.40	9.3	5-10	3	142
Маярвинская	5717-6823	72	-0.50	2.5	5-10	-	-
Архей	6823-12261	113	-0.90	19.1	6-30	132	158

Примечание: ΔVp_z=Vp(керн)- Vp(кубик); K – кавернозность ствола на стометровом интервале; α° – искривление скважины. Прочность измерялась по оси керна.

Изучение влияния временного фактора на петрофизические характеристики проводилось на образцах эталонной коллекции, начиная с ранних этапов исследования, т.е. непосредственно после подъёма керна и далее через 3, 24, 72 часа, 10 суток, несколько месяцев 1972 года и лет до 1998 года. Всего было выполнено более 1000 контрольных измерений плотности, магнитной восприимчивости, остаточной намагниченности и скорости упругих волн. Наиболее детально изучались скорости продольных и поперечных волн (табл. 2).

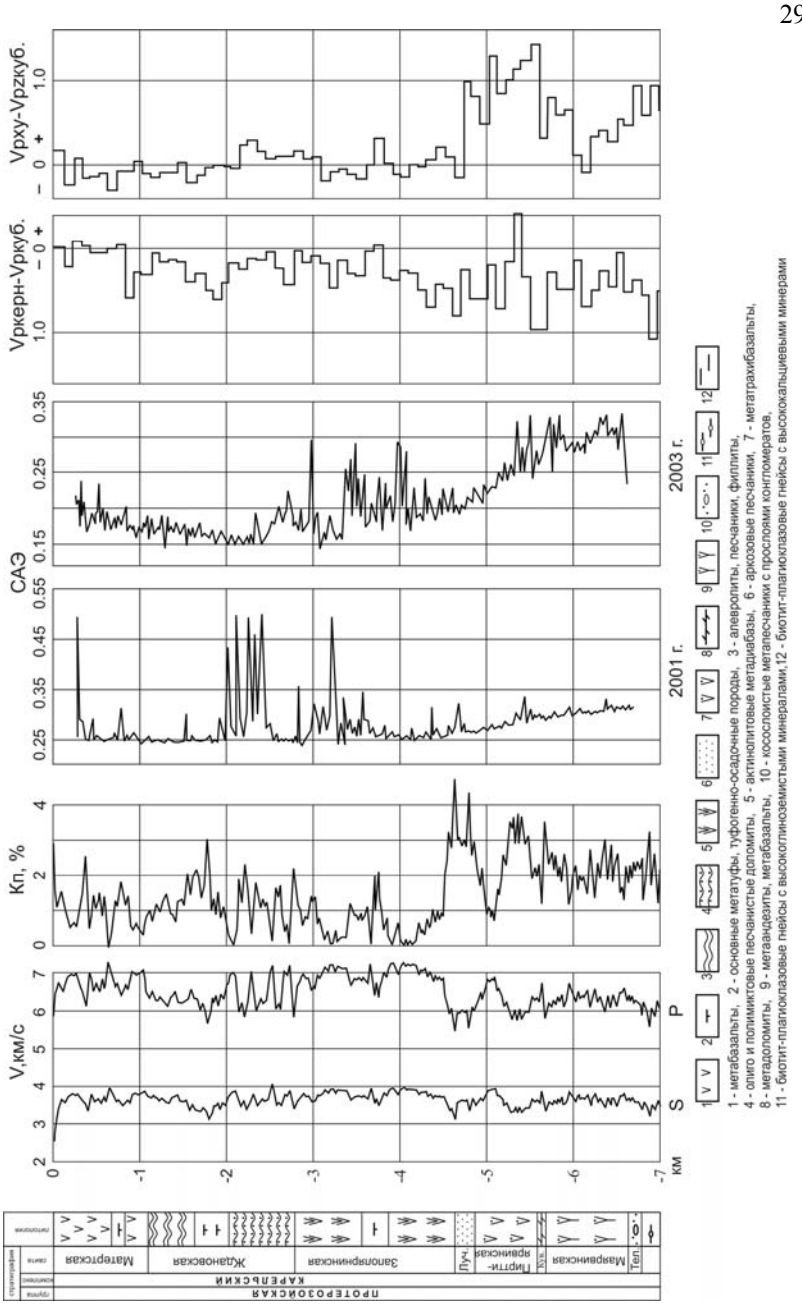


Рис. 1. Акустопетрофизический разрез СГ-3.

Таблица 2

Относительное уменьшение скоростей упругих волн в образцах пород разреза СГ-3

Свита	Интервал глубины, (м)	Порода	Число образцов	ΔVp(%)	ΔVs(%)
матерт	7-338	базальт	23	3.6	0.6
	338-599	базальт	44	2.8	-
	599-762	базальт	22	7.0	3.5
	762-888	базальт	16	13.3	14.3
	888-1059	базальт	19	10.9	18.5
ждановская		долерит	56	11.6	14.2
		метаосадки	51	10.4	16.6
заполярнинская	2805-2994	метабазальт	28	6.6.	13.0
	2994-3400	метабазальт	57	5.9	11.7
	3400-3682	метабазальт	24	2.9	10.4
лучлампольская		Риодацит	8	11.1	23.4
		Метаосадки	39	4.0	11.1
кувернеринйокская		метаосадки	9	9.5	6.4
маярвинская		метавулканит	89	8.4	0.6

Эти изменения упругих характеристик по стволу скважины с глубиной можно объяснить сменой геодинамических режимов "сжатие-растяжение", проявляющихся в широком развитии трещиноватости, кусковатости и кавернообразовании. Эти процессы, приводящие к общему снижению прочности пород разреза СГ-3 четко коррелируются с изменением упругих свойств, удельного электрического сопротивления, пористости и технологических характеристик (проходки на долото и т.д.). Кроме этого отмечается влияние техногенных нагрузок на остаточную намагниченность пород [7]. Нарушение сплошности среды, ее диспергирование и изменение физических характеристик пород, происходящее в пространственно-временных координатах СГ-3 отмечается при проведении акустического каротажа и наблюдениях за сейсмоакустической эмиссией (САЭ). Почти синхронный характер изменения рассмотренных петрофизических характеристик и интенсивности САЭ позволяет согласиться с авторами [5] в том, что комплексное использований этих данных может быть основой нового геофизического

параметра, характеризующего динамическую активность среды. Опыт наблюдений за изменением параметров пород СГ-3 и результаты дистанционных методов геофизики (АК, САЭ, ВСП и др.) может быть полезен, и рекомендован при проведении геофизических и геоэкологических наблюдений за состоянием пород и инженерных сооружений в естественной среде [4, 5, 6].

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований РАН ОНЗ-6 "Геодинамика и механизмы формирования литосферы".

ЛИТЕРАТУРА

1. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследования. М. МФ «Технонефтегаз». 1998 260 с.
2. Березовский Н.С., Галдин Н.Е., Кузнецов Ю.И. Геофизические исследования сверхглубоких скважин как основы интерпретации геологического строения кристаллического фундамента. Тверь, «АиС», 2006. 396 с.
3. Рабинович Г.Я., Блохин Н.А., Певзнер С.Л., Смирнов Ю.П. Новое представление о сейсмоакустической модели Кольской сверхглубокой скважины // Разведка и охрана недр. №7-8. 2000ю С. 28-31.
4. Джегер Ч. Механика горных пород и инженерных сооружений. М. :Мир, 1975. 255 с.
5. Троянов А.К., Астраханцев Ю.Г., Начапкин Н.И. Пространственно-временная изменчивость сейсмоакустической эмиссии в сверхглубоких скважинах // Сб. трудов XIX сессии РАО. Н. Новгород. 2007.Т.1. С. 295-301.
6. Адушкин В.В., Цветков В.И. Напряженное состояние и его связь со структурной горного массива //Физические процессы в геосферах при сильных возмущениях. М.Изд. РАН, 1996. С 111-116.
7. Глазнев В.Н., Тюремнов В.А., Осипенко Л.Г. Исследования техногенных нагрузок и акустических колебаний на намагниченность горных пород геопространства СГ-3 / Физическая акустика, нелинейная акустика, распространение и дифракция волн, геоакустика. Сб. трудов XVIII сессии РАО, т.1, М. Геос, 2006. С. 258-261.

ИЗМЕНЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО РЕГИОНА И ЕГО ОКРАИН В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ВОЗРАСТА

Тюремнов В.А., Осипенко Л.Г.
Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

raevsky@geoksc.apatity.ru

Петрофизические данные по скважинам Баренцевоморского шельфа, континентальной части Балтийского щита и Тимано-Печорской провинции позволили проследить изменения физических свойств осадочных пород в пространственно-временных координатах [1]. Были отмечены закономерности формирования пород карбонатного и терригенного состава, не только с их возрастом (рис. 1), но и с глубиной залегания (рис. 2).

Помимо этого, установлены взаимосвязи физических свойств пород, в частности, пористости с плотностью и скоростью распространения упругих волн. Эти связи в общем носят типичный характер, свойственный осадочным образовани ям и определяются их гранулометрическим составом и содержанием глинистости и карбонатности в породах.

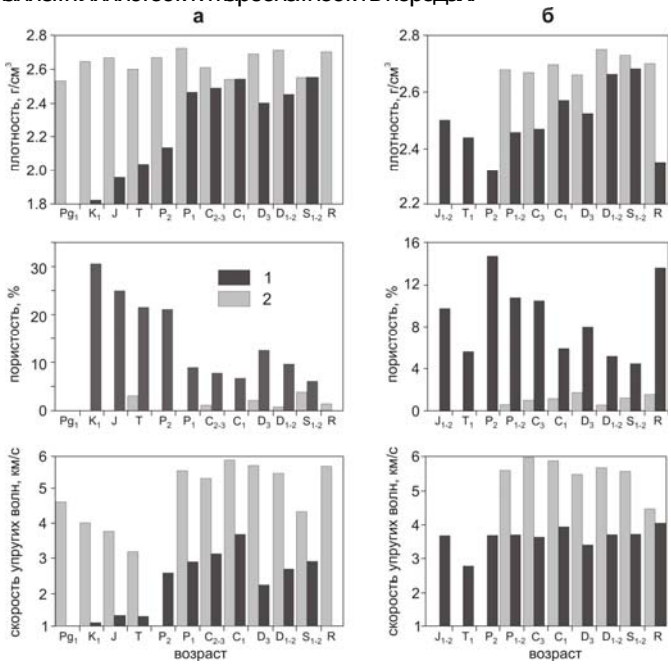


Рис. 1. Петрофизические характеристики терригенных (а) и карбонатных (б) пород континентального южного (1) и островного северного (2) обрамления Баренцевоморской окраины.

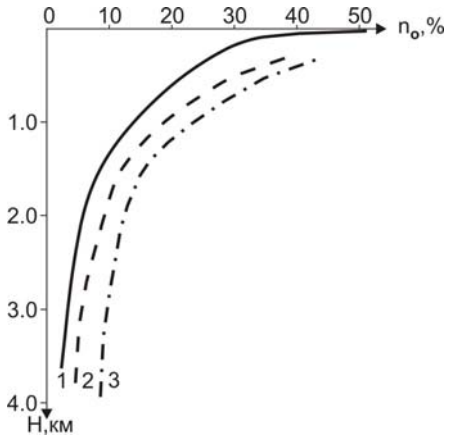


Рис. 2. Уплотнение пород Баренцевоморского шельфа с глубиной: 1 – глины, 1 – алевролиты. 3 – песчаники.

Последние определяют общее уплотнение осадочных пород с глубиной залегания, поскольку глинистые частицы под влиянием геостатического давления, вдавливаясь между более прочными обломками пород, уменьшают ее пористость и увеличивают плотность и скорость распространения упругих волн. Для различных структур эти закономерности могут проявляться по разному, но надежно выделяются несколько реперных физических границ. В первую очередь к ним относится региональная граница, разделяющая платформенный осадочный чехол и кристаллическое основание, а также намечается ряд локальных границ, таких как: юра-триас, триас-пермь, карбон-девон. В скважине Дресвянская надежная граница установлена по кровле карбонатов ассель-сакмарского возраста перми, разделяющая весь разрез скважины на терригенную и карбонатные части. С этой границей связан опорный горизонт выделяемый на территории Тимано-Печорской провинции. Намеченные физические границы имеют свое вещественное и историко-геологическое объяснение. Они приурочены, в основном, или к границам раздела между циклитами или же к стратиграфическим подразделениям, подчеркнутым размывами, или же к пачкам пород, резко отличающимся по литологии от вмещающих пород. Однако однотипные породы близкие по своему стратиграфическому положению могут существенно отличаться по своим петрофизическим параметрам. Физические свойства пород вендско-рифейского возраста (?) Кольского полуострова (табл. 1) существенно отличаются от своих более молодых аналогов. Это различие объясняется более сложной тектонической обстановкой и более высокими стадиями катагенеза и метаморфизма. Поэтому протерозойские осадочно-вулканогенные толщи, например, южной зоны Печенгской структуры имеют значительно более высокие значения физических параметров, чем исходные образования. Примером также могут быть ритмостратиграфические осадочные свиты Печенгской структуры (рис 3).

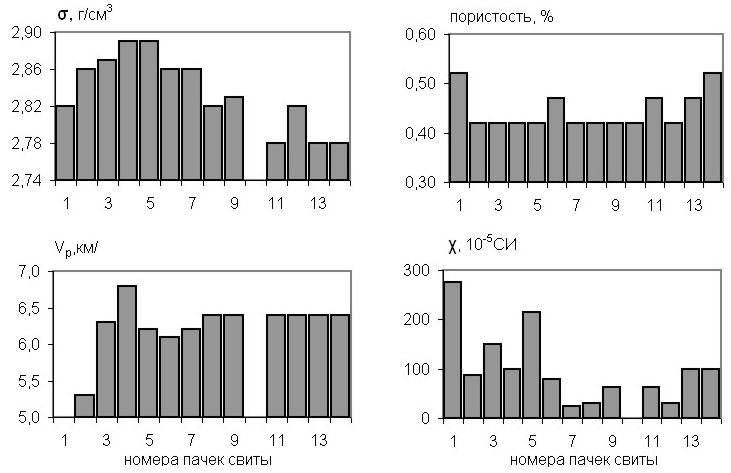


Рис. 3. Петрофизические характеристики пород Ждановской свиты Печенгской структуры для глубины 1000–2800 метров по разрезу СГ-3. (1-2) – lm_3,(3-4) – lm_2, (5-6) – lm_1, (7-8) – gd_6, 9 – gd_5, 10 – gd_4, 11 – gd_3, (12-13) – gd_2, 14 – gd_1.

Таблица 1

Физические свойства рифейских образований Кольского полуострова

порода	σ, г/см^3	n, %	Vp,км/с	Vs, км/с
песчаник	2.67	1.70	5.50	3.40
аргеллит	2.73	1.47	5.67	3.33
гравеллит	2.68	4.65	5.25	3.46
алевролит	2.71	0.95	5.57	3.36

Эти породы формировались в условиях зеленосланцевого метаморфизма. Для пород относящихся к кианитовой субфации амфиболитовой фации также отмечается зональность физических свойств, которая определяется процессами гипергенеза и изменчивостью вещественного состава по глубине залегания (табл. 2).

Таблица 2

Изменение петрофизических характеристик по разрезу одного из месторождений кианитовых сланцев свиты Кейв

Зоны	Мощность, м	Количество определений	Кианит, %	Мусковит %	σ, г\см^3	К, %	Vp, км/с	$\sigma_{сж}$ Н/м^2	f
I	15-20	32	57.2	37.2	3.0	1.59	5.55	630	≤6 ≤
II	20-50	138	50.6	40.4	3.01	0.89	5.86	1000	10
III	>50	344	44.3	44.3	3.0	0.64	6.30	1200	12

Первичным материалом, за счет которого возникли кианитовые сланцы, послужили обогащенные A_2O_3 и органический веществом глинистые осадки каолинового типа архейского возраста. Кианитовые порода по химическому составу обнаруживают большое сходство с континентальными глинами влажного и жаркого климата и имеют черты заметного сходства с глинами всех типов и с пескам Русской платформы [2]. Преобразование первоначального осадочного материала происходило в глубинных условиях, определивших возникновение пород кианитовой субфакции амфиболитовой фации регионального метаморфизма, для которых характерны давление порядка 11-13 килобар и температуры 500-600°С.

Образование кианитовых сланцев происходило в обстановке первого доорогенного регионального метаморфизма. Это нашло отражение в исключительном разнообразии главных морфогенетических типов кианита, связанных с различным временем его кристаллизации по отношению к дифференциальным движениям. Генезис кианита подтверждает большую роль стресса, как геологического фактора минералообразования, способствующего перекристаллизации пород путем их метаморфической, преимущественно метасоматической, дифференциации при условиях свободной циркуляции инфильтрационных и поровых растворов [3]. Эти процессы определяют широкие пределы изменения физических свойств (Рис. 4), отражающих текстурно-структурные особенности пород и полимодальные распределения параметров.

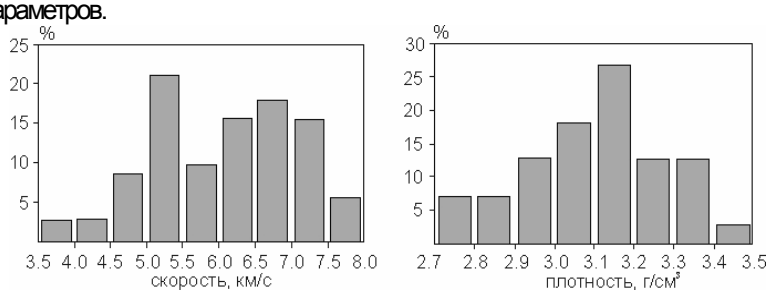


Рис.4. Физические свойства кианитовых сланцев Кейв.

В состав кианитовых руд входят следующие минерала: главные - кианит, кварц, и второстепенные: мусковит, плагиоклаз, ставролит, графитоид, дикид, пирротин, пирит. Генетическая связь кианитовых пород с песчано-глинистыми осадками находит свое отражение в характере взаимосвязи физических свойств этих пород и в связи с вещественным составом (табл. 2), а также с составом и структурой мусковит-кварцевого цемента [4]. Сложное строение Кейвского террейна и изменчивость физических свойств метаморфических пород определяют сложные по структуре наблюдаемые гравимагнитные поля. Таким образом петрофизические характеристики осадочных пород подчеркивают особенности эволюции структурно-вещественных комплексов, формирующихся в разных геодинамических обстановках седиментационных бассейнов.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований РАН (ОНЗ-6) “Геодинамика и механизмы деформации литосферы”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шипилов Э.В., Тюремнов В.А., Глазнев В.А., Голубев В.А. Палеографические обстановки и тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины в кайнозое //ДАН, том 407, №3, с. 411-416.
2. Макиевский С.И. Геология метаморфических толщ северо-запада Кольского полуострова. Л.:, Наука, 1973. 152 с.
3. Белько в И.В. Кианитовые сланцы Кейв. М.-Л. 1963. 321 с.
4. Тюремнов В.А. Осипенко Л.Г. Зональность месторождений кианитовых пород и их физических свойств при нормальных и высоких термодинамических параметрах. Материалы Международной конференции Том 2: г. Казань: Изд–во Казанск. гос. ун–та. С. 237-241.

К ПРОИСХОЖДЕНИЮ АНОМАЛЬНОГО Xe-*HL* В НАНОАЛМАЗЕ МЕТЕОРИТОВ

Устинова Г. К.
Институт геохимии и аналитической химии имени В. И. Вернадского (ГЕОХИ РАН)
ustinova@dubna.net.ru

ON ORIGIN OF ANOMALOUS Xe-HL IN NANODIAMONDS OF METEORITES

Ustinova G. K.
V. I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry (GEOKHI RAS)

Ксенон в досолнечном алмазе: *И*дентифицированные в углистых и неравновесных обыкновенных хондритах зерна алмаза, являются наиболее распространенными реликтовыми зернами, для которых, наряду с карбидом кремния и графитом, предполагается досолнечное происхождение [1,2]. В наибольшей степени это считается справедливым в отношении мельчайших зерен наноалмаза, которые могли образоваться при неравновесной конденсации в холодных атмосферах звезд или в экстремальных *PT*-условиях переработки вещества ударными волнами при вспышках сверхновых [3-5]. Предположение досолнечной природы зерен наноалмаза основывается на характерных для этих зерен изотопных аномалиях благородных газов, которые были или захвачены ими в процессе образования и роста, или имплантированы в них позднее [3-5].

Возможно, наиболее интригующей и широко обсуждаемой аномалией является аномалия ксенона. Для досолнечных алмазов наблюдается бимодальный характер выделения ксенона: в основном, в виде компоненты Xe-P_3 с «нормальным» изотопным составом в низкотемпературной области (между 200°C и 900°C) и аномальной компоненты *Xe-HL* с экзотическим изотопным составом в высокотемпературной области (между 1100°C и 1600°C) [6]. По сравнению с солнечным ксеноном, компонента Xe- *HL* обогащена примерно в 2 раза легкими нейтронодефицитными изотопами ^{124}Xe, ^{126}Xe и тяжелыми нейтроноизбыточными изотопами ^{134}Xe, ^{136}Xe. В 9-изотопной системе ксенона разные изотопы образовывались в разных процессах нуклеосинтеза: тяжелые нейтроноизбыточные изотопы ^{131,132,134,136}Xe являются продуктами *r*-процесса (быстрого захвата нейтронов) и, кроме того, они могут образовываться при делении ^{244}Pu и ^{238}U; изотопы $^{128\text{-}130}$Xe – продукты *s*-процесса (медленного захвата нейтронов), но ^{129}Xe может быть также радиогенным, благодаря распаду вымершего радионуклида ^{129}I; наконец, легкие нейтронодефицитные изотопы ^{124,126}Xe – скорее продукты *p*-процесса (реакций с участием протонов). В то же время все изотопы ксенона могут иметь космогенные компоненты, образованные в реакциях расщепления Ba, Cs, Ce и La частицами высоких энергий.

Основу протосолнечного вещества составляло вещество гигантского газопылевого облака, которое за ~ 10 млн. лет своего существования до коллапса в протосолнце равномерно перемешалось сверхзвуковой турбулентностью с продуктами нуклеосинтеза около десятка сверхновых [7]. Именно с результатом такого смешивания следует соотнести исходный изотопный состав многих

благородных газов и, в первую очередь, тяжелого ксенона. В процессе дальнейшей эволюции вещества изотопные соотношения газов могли изменяться, подвергаясь разным механизмам фракционирования (при адсорбции, имплантации, гидродинамическом и фотохимическом улетучивании, гравитационном захвате, разбрызгивании солнечным ветром и т.д.), которые для разных объектов и разных газов были, большей частью, разделены разными пространственными и временными интервалами. По целому ряду соображений и признаков компоненты Xe-P_3 и Xe-*HL* сформировались как отдельные компоненты до внедрения их в зерна алмаза, которое, к тому же, было не одинаковым по времени: если внедрение Xe-*HL* было скорее одномоментным, то внедрение Xe-P_3 было растянуто по времени и продолжалось по мере роста кристаллов [5,8] . Из этого может следовать, что резервуар Xe-P_3 существовал постоянно, тогда как резервуар Xe-*HL* был кратковременным. Поскольку компонента Xe-*HL* наблюдается только в наноалмазе метеоритов и отсутствует в других досолнечных реликтах, естественно предположить, что эта компонента формировалась в тех же условиях, в которых синтезировался наноалмаз, а именно, в условиях переработки вещества ударными волнами при вспышках сверхновых. Отсюда логически следует, что именно закономерности фракционирования и особенности изменения изотопных соотношений благородных газов при прохождении сильных ударных волн [9,10] стали причиной экзотического изотопного состава Xe-*HL*.

Эффекты ударных волн в изотопных системах благородных газов: Существует два ключевых фактора влияния ударных волн на изотопный состав среды их прохождения: на фронте ударных волн происходит (1) усиление жесткости спектра ядерноактивных частиц и (2) его обогащение тяжелыми ионами.

(1) Вспышки сверхновых устанавливают в их окрестности своеобразные радиационные условия, поскольку грандиозные взрывные ударные волны и сверхзвуковая турбулентность приводят к ускорению частиц в космической плазме с формированием степенного энергетического спектра $F(>E_0) \sim E^{\gamma}$ очень высокой жесткости ($\gamma \to 1$) [11,12] Качественная картина этого магнитогидродинамического процесса состоит в выбивании ударной волной новых частиц из фоновой плазмы и в перекачивании частиц из низкоэнергичной области спектра в его высокоэнергичную часть. Это приводит к увеличению потоков ядерноактивных частиц выше некоторой энергии E_0 (например, выше пороговой энергии ядерных реакций) на один-два порядка величины, и соответственно, на столько же увеличиваются скорости образования изотопов в реакциях расщепления, что существенно повышает их долю и роль в процессах нуклеосинтеза [9, 10]. Изменение энергетического спектра ядерноактивных частиц приводит к изменению средневзвешенных по спектру сечений образования многих изотопов, функции возбуждения которых чувствительны к форме спектра частиц. Из-за различия функций возбуждения различны и формирующиеся изотопные соотношения элементов. Иначе говоря, в резервуарах, переработанных ударными волнами, например, в расширяющихся оболочках сверхновых, должны

наблюдаться совершенно другие соотношения изотопов и элементов, чем в веществе, не затронутом такой переработкой.

(2) Другим замечательным свойством магнитогидродинамического ускорения частиц на фронте ударных волн является обогащение спектра тяжелыми ионами. В случае многозарядных ионов, поскольку их пробег до рассеяния является функцией жесткости $R=p/Ze$ (где p - импульс частиц, пропорциональный A; Ze - заряд иона), эффективность ускорения зависит от отношения A/Z: ионы с большим отношением A/Z (большим пробегом) смогут с более далеких расстояний проникать в область предфронта волны (область ускорения) и, следовательно, будут ускоряться чаще [13, 14]. Известно, например, обогащенность компоненты солнечных энергичных частиц в отдельных солнечных вспышках тяжелыми ионами пропорционально A/Z или $(A/Z)^2$ в зависимости от возможных процессов ускорения в короне (до инжекции) и/или в гелиосфере [15]. Это наглядно демонстрирует, что степень фракционирования этим механизмом зависит не только от ускорения ионов, но и от числа актов ускорения. Так, фракционирование изотопов после первого акта ускорения - пропорционально A/Z; после второго - $(A/Z)^2$;... после n-го - $(A/Z)^n$. В случае изотопов i и j одного элемента их фракционирование после n-го акта ускорения пропорционально $(A^i/A^j)^n$, т.е. является обычным массфракционированием, которое также возникает, например, при диффузии из-за разной степени летучести легких и тяжелых изотопов инертных газов. Результаты современной нелинейной кинетической теории ускорения частиц ударными волнами в остатках сверхновых [12, 14] показывают, что обогащение спектров частиц тяжелыми ядрами зависит и от параметров сверхновых (количества продуктов нуклеосинтеза с данными значениями A и Z), и от параметров (мощности) взрывных (бесстолкнови-тельных) ударных волн, например, от темпа инжекции частиц в режим ускорения, который также является функцией жесткости частиц, а, следовательно, и функцией A/Z.

Xe-*HL*: Изменение изотопных соотношений и фракционирование вещества на фронте взрывных ударных волн при вспышках сверхновых должны были сильно повлиять на изотопный состав благородных газов [11, 10]. Например, увеличение скоростей образования изотопов Xe с усилением жесткости спектра инициирующих частиц (уменьшением γ) является общей закономерностью, однако темп увеличения для разных изотопов различен, так что соотношения изотопов меняются. Ниже в таблице сравнивается, во сколько раз изотопные соотношения ксенона в Xe-*HL* выше, чем в Xe-*P3* (* по данным [16]), и во сколько раз изотопные соотношения космогенного ксенона, генерированного на фронте ударных волн (при γ~1), выше, чем в спокойной среде (при γ=3). Наилучшее соответствие наблюдается для легких нейтронно-дефицитных изотопов, образующихся, в основном, в реакциях расщепления и других реакциях с протонами (p-процесс), что служит естественным объяснением генезиса легкой компоненты Xe-*L* именно в жестких радиационных условиях предфронта взрывной ударной волны.

Отно-шение	$\frac{^{124}Xe}{^{132}Xe}$	$\frac{^{126}Xe}{^{132}Xe}$	$\frac{^{128}Xe}{^{132}Xe}$	$\frac{^{129}Xe}{^{132}Xe}$	$\frac{^{130}Xe}{^{132}Xe}$	$\frac{^{131}Xe}{^{132}Xe}$	$\frac{^{134}Xe}{^{132}Xe}$	$\frac{^{136}Xe}{^{132}Xe}$
$\frac{Xe\text{-}HL}{Xe\text{-}P3}$*	1.86	1.43	1.12	1.02	0.97	1.03	1.85	2.26
$\frac{Xe(\gamma\sim1)}{Xe(\gamma=3)}$	1.87	1.53	1.17	0.94	1.09	0.92	1.38	1.44

Эффекты обогащения благородных газов тяжелыми ядрами и изотопами наблюдаются в метеоритах [17], в атмосферах планет [18] и в космических лучах [19 и др.]. Естественно, что локальные области остатков сверхновых до своего полного перемешивания с веществом протозвездного облака или межзвездной средой относительно обогащены продуктами нуклеосинтеза, в частности, тяжелыми нейтронно-избыточными изотопами ксенона, генерированными в *r*-процессе. В свою очередь, кратковременные локальные области предфронта взрывной ударной волны являются наиболее обогащенными резервуарами этих изотопов, в частности Xe-*H*. Плотность вещества в ударных фронтах сверхновых достигает значений $\sim10^{3}$-10^{4} г см^{3} [20], что соответствует статическому давлению $\geq 10^{9}$ кбар, независимо от температуры при $T<<10^{6}$ K [21]. Пропорциональное квадрату числа Маха динамическое давление должно быть еще выше. На стадии, когда ударная волна является наиболее активной (до начала процессов ее диссипации) степень сжатия вещества в области предфронта является неограниченной функцией числа Маха и может достигать значений на порядки величины превосходящих среднюю степень сжатия $\sigma \sim 4$ в сильных ударных волнах (например, при $M = 330$, $\sigma \approx 77$) [12]. В то же время, температура за фронтом такой ударной волны снижается в 2.5 раза. Эти условия могут рассматриваться, как идеальные, для быстрого синтеза и конденсации кристаллов алмаза при их одновременном обогащении в области предфронта как тяжелым Xe-*H*, так и легким Xe-*L*, т.е. при одновременном формировании экзотической компоненты Xe-*HL*. Одновременно мог захватываться и Xe-P_3, но скорее всего, эта компонента имплантировалась позднее при однородном перемешивании вещества сверхзвуковой турбулентностью и продолжалась вплоть до аккреции родительских тел метеоритов. В случае метеоритов, подвергшихся ударному метаморфизму, дополнительный скоррелированный вклад нейтронно-избыточных изотопов в Xe-*H* может вноситься (захватываться) из ранее аккумулированного резервуара ксенона деления ^{238}U, ^{244}Pu и ^{248}Cm [22], что характерно, например, для лунных брекчий [23].

Я благодарна А. В. Фисенко за дискуссию.

ЛИТЕРАТУРА

1. Lewis R.S., Tang M., Wacker J.G., et al. (1987) // *Nature, 326,* 160-162.

2. Anders E., Zinner E. (1993) // *Meteoritics, 28,* 490-514.
3. Lewis R.S., Anders E., Draine B.T. (1989) // *Nature, 339,* 117-121.
4. Verchovsky A.B., Fisenko A.V., Semjonova L.F., et al. (1998) // *Science, 281,* 1165-1168.
5. Koscheev A.P., Gromov M.D., Mohapatra R.K., Ott. U. (2001) // *Nature, 412,* 615-617.
6. Huss G.R., Lewis R.S. (1994) // *Meteoritics, 29,* 791-810.
7. Larson R.B. (1981) *Mon. Notic. Roy. Astron. Soc., 194,* 809-826.
8. Фисенко А.В., Верховский А.Б.,Семенова Л.Ф.,Пиллинджер К.Т.(2004)// *Геохимия,8,* 814- 825.
9. Устинова Г.К. (2002) // *Геохимия, 9,* 915-932.
10. Устинова Г.К. (2007) // *Астрон. вестник, 41,* 252-277.
11. Ellison D.C., Eichler D. (1984) // *Astrophys.J., 256,* 691-701.
12. Бережко Е.Г., Елшин В.К., Ксенофонтов Л.Т. (1996) // *ЖЭТФ, 109,* 3-43.
13. Eichler D., Hainebach K. (1981) // *Phys.Rev.Lett., 47*, 1560-1563.
14. Бережко Е.Г., Ксенофонтов Л.Т. (1999) // *ЖЭТФ, 116,* 737-759.
15. Meyer J.P. (1985) // *Astrophys.J.(Suppl.), 57*, 151-171; 173-204.
16. Huss G.R., Lewis R.S.(1995) // *GCA, 59,* 115-160.
17. Rao M.N., Garrison D.H., Boggard D.D., et al. (1991) // *JGR, 96A*, 19321-19330.
18. Ustinova G.K., Marti K. (2000) // *LPS XXXI,* Abstr. # 1230.
19. Yodh G. (2005) // *Rev. report at 29th ICRC, Puna;* http://icrc2005.tifr.res.in/
20. Dighe A. (2005) // *Rep. at 29th ICRC, Puna;* http://icrc2005.tifr.res.in/
21. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. (1976) Статистическая физика, ч.1, гл. XI, М: Наука. 584с.
22. Tang M., Anders E. (1988) // *GCA, 52,* 1245-1254.
23. Pepin R.O., Becker R.H., Rider P.E. (1995) // *GCA, 59,* 4997-5022.

The anomalous xenon, enriched with light isotopes as well as with heavy isotopes, i.e., Xe-HL, is observed in the high-temperature fraction of xenon in the relic diamond grains of chondrites, whereas the xenon in the low-temperature fraction, i.e. Xe-P_3, is characterized with the normal isotopic composition. Attention is focussed on the fact that in the reservoirs of diamond genesis, which have been, apparently, processed by shock waves, quite different relations of isotopes and elements must have been formed (because of strengthening the rigidity of the spectrum of nuclear-active particles up to spectral index $\gamma \sim 1$) as compared with the matter of regions not affected by such processing [1]. In particular, the isotopic relations in Xe-HL are higher than those in Xe-P_3 practically by the same number of times as the isotopic relations of xenon generated in the rigid radiation conditions initiated by shock waves ($\gamma \sim 1$) are higher than those in the common contemporary conditions ($\gamma = 3$). The best accordance is observed in the case of light neutron-deficient isotopes produced mainly by spallation and in other reactions with protons (*p*-process). In the case of heavy neutron-enriched isotopes (products of *r*-process) an additional correlated contribution is superinduced, apparently, by xenon from fission of ^{238}U, ^{244}Pu и ^{248}Cm [2].

1. Ustinova (2007) // *Sol. Syst. Res, 41,* 231-252.
2. Tang M., Anders E. (1988) // *GCA, 52,* 1245-1254.

ГЛАВНЫЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ХАРАКТЕР ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ВУЛКАНИТОВ ПРИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ПРОЦЕССЕ

Фролова Ю.В., Ладыгин В.М.
Геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова

skalka@geol.msu.ru

Введение. В течение многих лет авторами проводятся исследования петрофизических свойств гидротермально измененных вулканогенных пород Курило-Камчатского региона. Показано, что в пределах гидротермальных систем под действием термальных вод различной температуры, кислотности-щелочности, химического состава породы испытывают значительные преобразования минерального состава и структуры порового пространства, в результате которых существенно (а в некоторых случаях кардинально) меняются их свойства. В зависимости от разных факторов тенденция изменения свойств может быть различна. В одних случаях происходит "улучшение" свойств породы, т.е. ее уплотнение, упрочнение, снижение пористости и проницаемости, в других случаях наблюдается "ухудшение" свойств – разуплотнение, разупрочнение, появление вторичной пористости и проницаемости, появление гигроскопической влажности, повышение влагоемкости (Ладыгин и др.1991, Фролова и др. 1999, 2005, 2008, Ladygin et. al 2000, Frolova et.al 2001). Классическим примером кардинальных петрофизических изменений является превращение массивов вулканогенных пород в пластичные глинистые толщи. В качестве противоположного примера можно привести превращение слаболитифицированных высокопористых туфов в прочные и плотные вторичные кварциты. По результатам изучения петрофизических преобразований на разных гидротермальных системах (ГТС) Курило-Камчатского региона (Паужетская, Мутновская, Кошелевская, Эссовская, вулкана Эбеко, Океанская) выявлены основные факторы, контролирующие изменение свойств при гидротермальном процессе. К ним относятся особенности первичной породы, PT-условия в системе, химический состав и pH флюида, фазовое состояние флюида (пар, жидкость), продолжительность взаимодействия флюид-порода. Ниже рассматривается вклад каждого фактора в изменение свойств вулканогенных пород.

Особенности первичной породы. Характер и интенсивность петрофизических преобразований во многом зависит от того, какая порода подвергается изменению. Факторами, способствующими гидротермальной переработке являются высокая пористость и проницаемость, микротрещиноватость, слабая цементация, стекловатая структура, основной (базальтовый) состав вулканитов. К факторам, затрудняющим гидротермальную переработку, относятся плотные, массивные текстуры, низкая пористость, полнокристаллические структуры, кислый состав вулканитов.

Вмещающими породами гидротермальных систем Курило-Камчатского региона являются вулканиты, представленные эффузивными и вулканокластическими породами неоген-четвертичного возраста. При сравнении свойств этих двух групп пород выявились значительные различия (рис.1).

Эффузивные породы, как правило, плотные и прочные, с высокими значениями деформационных свойств, низкой пористостью и проницаемостью. Они отличаются низкой скоростью гидротермальной переработки. Обычно лавовые потоки формируют экранирующие горизонты в структуре ГТС, хотя в некоторых случаях они образуют резервуары термальных вод трещинного типа.

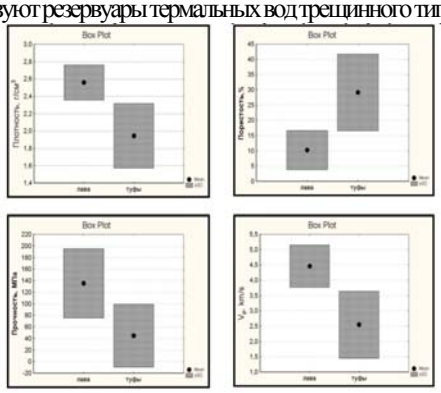


Рис.1. Сравнительная характеристика свойств эффузивов и вулканокластитов.

Вулканокластиты отличаются пониженными значениями физико-механических характеристик, высокой пористостью и проницаемостью. Вследствие высокой проницаемости они интенсивно перерабатываются термальными водами. Вулканокластиты представляют собой наиболее распространенный тип пород, слагающих геотермальный резервуар. Обычно они образуют резервуар порового или порово-трещинного типа, хотя в некоторых случаях они слагают экранирующие горизонты. Наиболее изученным примером является Паужетская ГТС, основной резервуар которой сложен слабосцементированными крупнообломочными туфами, а верхний водоупор ("шапка") - тонкообломочными аргиллитизированными туфами. Последние, несмотря на высокую пористость (n=30-50%) являются водонепроницаемыми. Причина в том, что поры характеризуются ультра-малым размером, что делает пористость не эффективной для флюидов. Поры содержат влагу, но не проводят ее сквозь породу.

PT-условия в системе. Температура и давление в системе кардинально влияют на изменение свойств пород. Проиллюстрируем это на примере Мутновской ГТС. Туфы, измененные в приповерхностных условиях под действием низкотемпературных термальных вод (T<100-150 ^{0}C) характеризуются пониженными значениями свойств. Так, скорость распространения продольных волн (Vp) не превышает 3,0 км/с, плотность (ρ) - менее 2,0 г/см^3, прочность (Rc) не превышает 50 МПа, пористость (n) более 20%; они, как правило, содержат гигроскопическую влагу до 5%. И напротив, туфы, измененные под действием высокотемпературных вод (T>200^{0}C) на глубине нескольких сотен метров являются плотными (ρ>2,5 г/см^3), прочными (Rc>70МПа), с высокими значениями Vp>4 км/с и низкой пористостью (n<10%); гигроскопическая влага исчезает (рис. 2) (Фролова, Ладыгин, 2008).

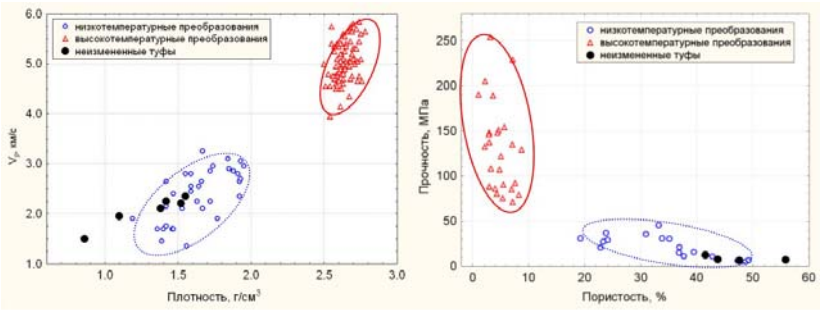


Рис. 2. Сравнительная характеристика свойств туфов, измененных под действием низко- и высокотемпературных растворов. Мутновская ГТС. а – диаграмма □-Vp; б – диаграмма n-Rc.

Таким образом, *высокотемпературные флюиды* вызывают четкую тенденцию петрофизических изменений – уплотнение, упрочнение, снижение пористости и проницаемости, удаление гигроскопической влаги. Эта тенденция наблюдается независимо от состава раствора. Она является результатом развития высокотемпературных вторичных минералов, заполняющих поры и трещины, замещающих базис и фенокристаллы породы. Контакты между зернами становятся более крепкими и прочными, исчезает межобломочная/межзерновая микропористость, характерная для неизменных вулканитов – все это усиливает цементацию породы.

Петрофизические изменения, вызванные воздействием *низкотемпературных растворов* более сложны и многообразны. Они зависят от того, какой процесс преобладает – выщелачивание породы, отложение вторичных минералов в порах и трещинах или замещение первичных минералов вторичными (рис.3).

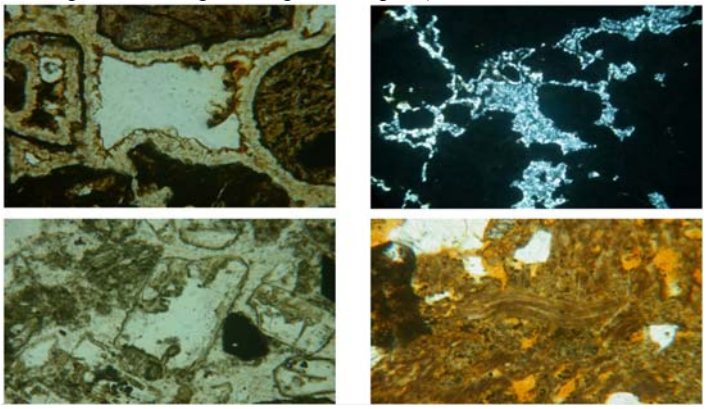


Рис. 3. Типы гидротермальных преобразований вулканитов под действием низкотемпературных флюидов. а, б – осаждение вторичных минералов в порах, а – высококремнистые цеолиты, б – халцедон; в – выщелачивание фенокристаллов плагиоклаза; в – замещение стекловатого базиса туфа смектитом. Ширина поля зрения 1 мм.

Выщелачивание увеличивает пористость, снижая плотность и физико-механические свойства породы. Заполнение пор приводит к обратному эффекту в изменении свойств. Кроме того, изменение свойств зависит от состава вторичных

минералов, среди которых наиболее распространены опал, тридимит, халцедон, каолинит, алунит, монтмориллонит, высококремнистые цеолиты. В тоже время различные минералы образуются в результате воздействия термальных вод различного химического состава и кислотности-щелочности, и мы переходим к следующему фактору.

Химический состав термального флюида. Влияние состава флюидов на петрофизические преобразования рассмотрим на примере Мутновской ГТС. Диаграмма (рис.4) иллюстрирует зависимость Vp от ρ для низкотемпературных зон. Каждая зона образовалась под влиянием флюидов различного состава (табл.1), что повлекло за собой различия в минеральном составе и свойствах. Опал, халцедон, кварц повышают механические свойства породы, несмотря на низкую плотность. Глинистые минералы вызывают снижение механических свойств, и в тоже время снижение проницаемости. Кроме того, аргиллитизированные породы неустойчивы при взаимодействии с водой вследствие размокания и набухания. Гигроскопия низкотемпературных пород изменяется в широких пределах и зависит от состава вторичных минералов: опалиты не гигроскопичны, наиболее гигроскопичны – аргиллитизированные породы со смектитом. Таким образом, тенденция изменения свойств пород под действием низкотемпературных флюидов носит сложный характер и должна тщательно изучаться в каждом конкретном случае.

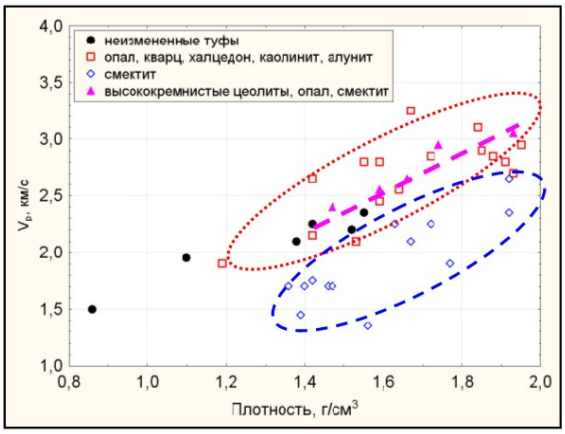


Рис. 4. Диаграмма ρ-Vp для низкотемпературных зон Мутновской ГТС.

Таблица 1. Условия формирования низкотемпературных гидротермальных зон Мутновской ГТС (по Словцову, 1994)

Гидротермальная зона	Минералы	Состав флюида
Зона сернокислотного выщелачивания	Опал, тридимит, каолинит, алунит, халцедон, кварц	SO_4^{2-}, Na^+, pH=2-3, T 60-110 ^{0}C
Зона аргиллитизации	Смектит, опал	CO_3^{2-}, T≤110 ^{0}C
Зона гидротермальных аргиллитов и высококремнистых цеолитов	Высококремнистые цеолиты, смектит, опал	HCO_3^-, Ca^{2+} pH=6-7, T≤150 ^{0}C

Продолжительность гидротермального процесса. Изменение свойств пород зависят от продолжительности гидротермального процесса. Сравним три гидротермальных системы - Паужетскую, Мутновскую и Океанскую, функционирующих в течение разного времени и находящихся на разных стадиях развития. Из рассматриваемых систем Паужетская ГТС является наиболее древней, в настоящее время на регрессивной стадии развития, Мутновская ГТС проходит экстремальную стадию развития, Океанская ГТС является наиболее молодой, на прогрессивной стадии развития (Рычагов и др., 2005). Гидротермальные зоны Паужетской системы интенсивно переработаны и поэтому в петрофизическом плане однородны. На диаграмме (рис.5) каждая зона занимает вполне определенную область, практически не пересекающуюся к другими зонами. Первоначально различные породы, слагающие ГТС, интенсивно изменялись в течение продолжительного времени и постепенно сформировали однородные горизонты. Таким образом, к настоящему времени система достигла определенной стабильности в петрофизическом преобразовании. Похожая картина наблюдается для Мутновской ГТС. Иная картина характерна для Океанской ГТС. Гидротермальные зоны (особенно низкотемпературные) неоднородны – они характеризуются широким разбросом значений петрофизических характеристик. На диаграмме ρ–Vp (рис.5) области, соответствующие разным гидротермальным зонам, пересекаются. Это обусловлено различной степенью гидротермальной переработки пород; гидротермальные преобразования не закончены.

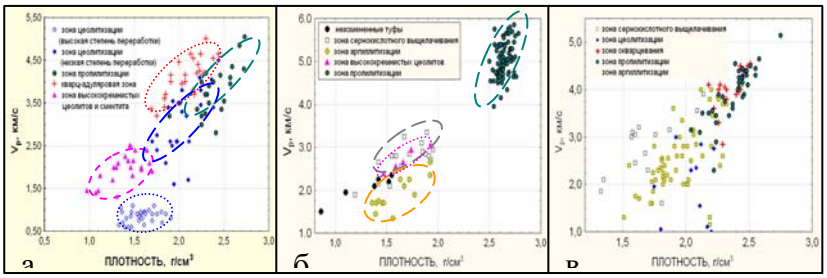


Рис. 5. Диаграммы ρ–Vp для ГТС: а – Паужетская, б – Мутновская, в - Океанская

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 07-05-

00118-а, 08-05-00374-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Рычагов С.Н., Коробов А.Д., Главатских С.Ф., Гончаренко О.П., Рихтер Я.А.* Эволюция метасоматических процессов в структуре гидротермально-магматических систем островных дуг // Материалы международного полевого Курило-Камчатского семинара "Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма"16 июля-6 августа 2005, СС. 207-216.
2. *Словцов И.Б.* Минералого-геохимические критерии физико-химических условий в недрах геотермальных месторождений (на примере Мутновского геотермального месторождения, Камчатка). Автореф. дисс. канд.геол.-мин. Наук. М. 1994. 28 с.

ЧИСЛЕННЫЕ МОДЕЛИ СУБДУКЦИИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ С БАЗАЛЬТОВЫМИ ПЛАТО И ОСАДКОВ И ИХ ДАЛЬНЕЙШАЯ СУДЬБА В МАНТИИ

Харыбин Е.В., Баранов А.А.
Институт физики Земли (ИФЗ) РАН

trub@ifz.ru

NUMERICAL MODELS OF SUBDUCTION OF OCEANIC CRUST WITH BASALTIC PLATO

Kharybin E.V., Baranov A.A.
Institute of physics of the Earth (IFZ) RAS

В отличие от сложного и длительного процеса формирования гранитной коры континентов, океаническая кора образуется при однократном подъеме мантийного вещества к поверхности. Сначала внутри восходящего мантийного потока возникают отдельные капли расплава легкоплавких компонент, затем они сливаются в связанные каналы, по которым расплав быстро поднимается к поверхности сквозь основной восходящий поток и образует мапматическую камеру толщиной примерно 7 км. Подходя к зоне субдукции, океаническая плита медленно изгибается и погружается в мантию. Находящаяся на ней более легкая океаническая кора связана с плитой силами вязкого трения. Подобно легкому шарику, всплывающему в нисходящем потоке вязкой жидкости, океаническая кора будет затягиваться в мантию и одновременно всплывать. Обычно скорость всплывания океанической коры меньше скорости нисходящего мантийного потока, поэтому она затягивается в мантию. Для континентальной же коры скорость всплывания больше скорости нисходящего мантийного потока. Поэтому она остается на плаву на поверхности мантии. Скорость нисходящего мантийного потока зависит от интенсивности конвекции, характеризуемой числом Рэлея. Скорость всплывания коры зависит от ее плотности и толщины и вязкости мантии. В современной Земле нормальная океаническая кора толщиной 7 км свободно затягивается в мантию. При внедрении мантийных плюмов в движущуюся плиту на литосферной плите образуются базальтовые плато, т.е. участки утолщенной океанической коры. Наибольшую толщину имеют базальтовые плато Онтонг Джава и Карибское плато с толщинами до 30 км. Эти плато находятся на океанических плитах и в настоящее время, несмотря на большую толщину, все-таки медленно погружаются в мантию [1]. В то же время при толщине коры всего 20 км островные дуги плавают, не погружаясь в мантию.

Мантия моделировалась нагреваемой снизу вязкой жидкостью, находящейся в квадратной области с непроницаемыми скользкими границами. Зависимость безразмерной вязкости от температуры и давления выбиралась в виде [2]

$$\eta = 200\exp[-9.2T+2.3(1-z)],$$

где T – температура и p – давление, в безразмерных единицах зависящее от глубины по закону p=1-z. Для решения уравнений конвекции использовался метод конечных элементов [3]. После установления тепловой конвекции в жидкость была добавлена вторая компонента, описывающая океаническую кору. Аналогично конвективное движение второй компоненты, описываемой маркерами, характеризуется композиционным числом Рэлея $Rc=\Delta\rho g D^3/k\eta_0$, где $\Delta\rho$ — разность плотностей дополнительной и основной жидкости. Толщина океанической коры задана равной d/D=0.01 от толщины всей области, что для модели верхней мантии соответствует толщине 7 км. Вязкость коры задана равной вязкости литосферы.

Влияние толщины океанической коры

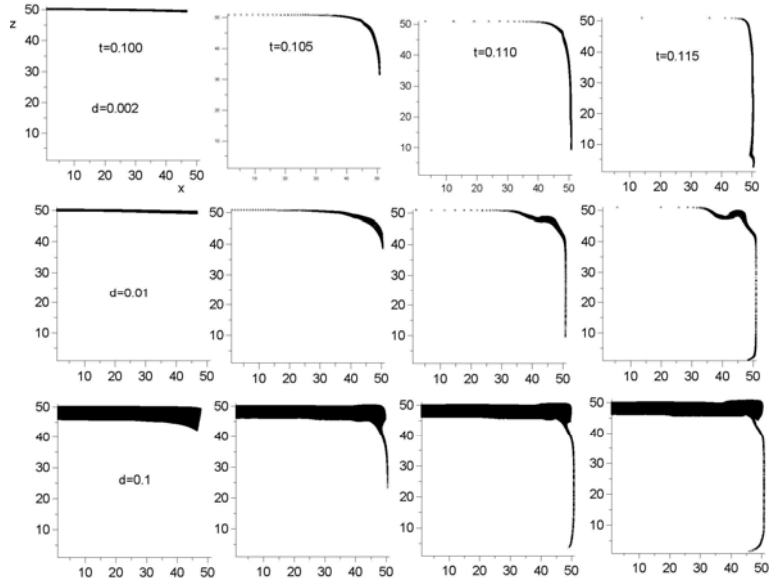


Рис.1. Затягивание в мантию легкого слоя (показанного темными маркерами) при тепловой мантийной конвекции при $Ra=6\cdot10^5$ для безразмерного времени $t_0=0.100$, $t_1=0.105$, $t_2=0.110$, $t_3=0.115$ при значениях плотности, характеризуемом числом Рэлея $Rc=-6\cdot10^6$ для толщин коры 0.002 (верхняя строка), 0.01 и 0.1 (нижняя строка).

Для осадков с плотностью 2000 кг/м^3 плотностное число Рэлея равно $Rc \approx -4\cdot10^6$. Таким образом, в рассмотренной модели осадки, несмотря на высокую плавучесть, все-таки затягиваются в мантию в зонах субдукции. Как видно из рис. 1, даже при высокой плавучести тонкая кора (d/D= 0.002,) легко затягивается в мантию. С увеличением толщины легкая кора начинает накапливаться над зоной субдукции и только частично затягивается в мантию.

При относительной толщине d/D= 0.1 кора остается плавать на мантии. При этом она даже не собирается над зоной субдукции, а расплывается в виде слоя вдоль поверхности мантии. В манию затягивается только малая часть коры, та часть, которая размывается с ее нижней границы.

Влияние локальных утолщений океанической коры

Толщина нормальной океанической коры равна 7 км. Однако, при горизонтальном движении океанической литосферной плиты, в нее могут внедряться мантийные плюмы. В результате в океанической коре возникают утолщения — базальтовые плато. Наибольшими являются Карибское плато и плато Онтонг Джава с толщинами до 30 км, возникшие при внедрении в океаническую литосферу суперплюмов. Данные геологических реконструкций показывают, что, когда эти плато подошли к зоне субдукции, погружение плит продолжилось, но со скоростью в несколько раз меньшей.

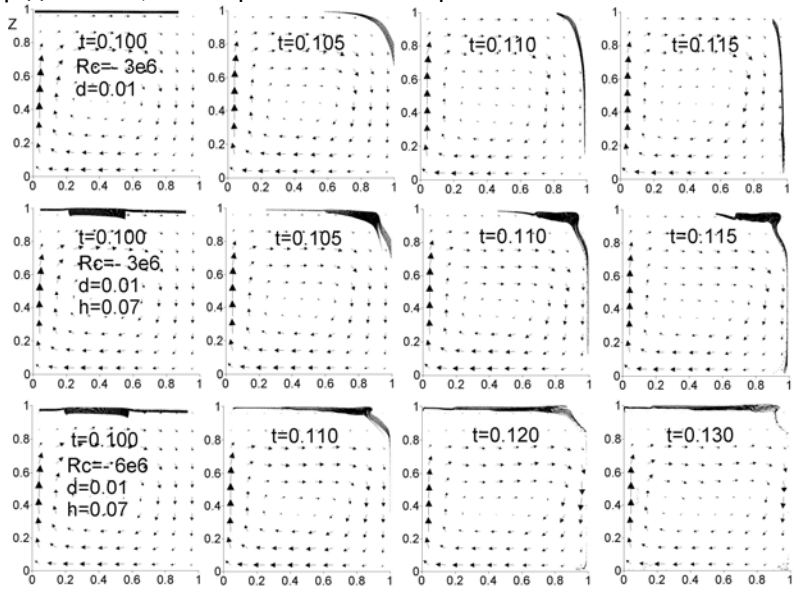


Рис.2. Рассчитанная эволюция движения легкой океанической коры толщиной d=0.01. Верхняя строка – при тепловой мантийной конвекции, $Ra=6\cdot10^5$, $Rc=-3\cdot10^6$. Средняя строка – при тех же параметрах, но с базальтовым утолщением d=0.07. Нижняя строка – с таким же утолщением, но для более легкой коры континентальной коры при $Rc=-6\cdot10^6$.

Как видно из рис.2, сначала океаническая кора погружается в мантию, но при подходе континентального острова к зоне субдукции погружение коры прекращается. Благодаря вязкому сцеплению происходит только сдирание части материала коры с ее подошвы и последующее ее размешивание в

мантии. При этом благодаря высокой плавучести и недостаточно большой вязкости происходит расплывание коры вдоль поверхности.

Накопление вещества океанической коры на дне мантии

На глубинах 60–100 км базальт океанической коры переходит в эклогит со скачком плотности 15–20%. Поэтому вещество коры становится более тяжелым по сравнению с веществом окружающей верхней мантии. Эта отрицательная плавучесть эклогита частично сохраняется и в нижней мантии. Как впервые было показано в работе Христенсена и Хофманна, вещество океанической коры может накапливаться на дне мантии. В последующем (после нагревания) это вещество поднимается с плюмами горячих точек. На рис.3 приведены результаты расчета для модели мантийной конвекции при тепловом числе Рэлея $Ra=6\cdot10^5$, и композиционном числе Рэлея $Rc=-8\cdot10^5$ для глубины выше 100км (базальтовая кора) и $Rc=10^6$ для глубины более 100 км (после перехода в эклогит). Как видно из рис.3, благодаря плавучести базальтовой коры происходит некоторое ее утолщение в зоне субдукции. Благодаря утяжелению коры при переходе базальта в эклогит океаническая кора может накапливаться на дне мантии.

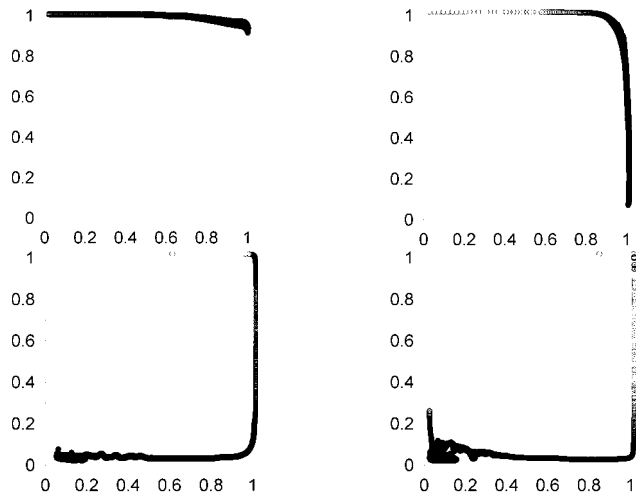


Рис.3. Рассчитанная эволюция движения океанической коры толщиной d=0.01 с фазовым переходом базальт–эклогит для безразмерного времени $t_0=0.100$, $t_1=0.102$, $t_2=0.104$, $t_3=0.110$

Выводы

Результаты моделирования показали, что скорость затягивания легкой коры в мантию зависит от интенсивности конвекции, плавучести, вязкости и толщины. Высокая толщина и высокая плавучесть сильно тормозят затягивание

коры в мантию. Высокое вязкое сцепление коры с океанической литосферой способствует затягиванию коры в мантию.

Как видно из рис. 1–3 несмотря на несовершенство рассмотренной простой модели, результаты численного моделирования не только качественно, но и в определенной мере количественно описывают наблюдаемые данные о затягивании океанической коры, включая базальтовые плато, в мантию в зонах субдукции. При этом более легкая континентальная кора не затягивается в зонах субдукции и плавает на мантии. Осадки, имеют малую плотность, но и малую толщину, и поэтому в основном затягиваются в мантию, частично скучиваясь на поверхности в виде аккреционных призм. Благодаря переходу базальта в эклогит со скачком плотности 15–20% вещество океанической коры может накапливаться на дне мантии. Представленные модели пока нужно рассматривать как предварительные, т.к. необходимо учитывать реальные реологические свойства коры и литосферы.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 08-05-00378 и 08-05-00576

ЛИТЕРАТУРА

1.Taira A., Mann P., Rahardiavan R. Incipent subduction of the Ontong Java plateau along the North Colomon trench //Tectonophysics. 2004. V. 389. P. 247-266/

2. Christensen, U.R., Heat transport by variable viscosity convection for the Earth's thermal evolution // Phys. Earth and Planet. Interiors. 1984. V. 35. P. 264-282.

3. Fortin M., Fortin A.A. Generalization of Uzawa`s algorithm for the solution of the Navier-Stokes equations //Comm. Appl. Numer. Methods. 1985. V. 1. P. 205-210.

Simple numerical models show, that light oceanic crust can subduct in to mantle, if in thickness is less about 20km. Basaltic plato with thickness about 30 km also can subduct, bat very slowly. Very light oceanic sediments can subduct, but as very thin layer.

НАНОПУЗЫРЬКИ НА ПОВЕРХНОСТИ ГИДРООКИСЛОВ ЖЕЛЕЗА

Цельмович В.А.
Геофизическая обсерватория "Борок" - филиал Учреждения Российской академии наук Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН Борок)
borok1@mail.ru

NANOBUBBLES ON THT SURFACE OF HYDROOXIDES OF IRON

Tselmovich V.A.
Borok Geophysical Observatory of Foundation of the Russian Academy of Sciences Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS

Ранее учеными уже высказывалась гипотеза о существования стабильных "нанопузырьковых" объектов, но она долго ничем не подтверждалась. Впервые исследователи [1] наблюдали "нанопузырьки" в водном растворе углекислого газа при температуре 25-27°С. С помощью атомно-силовой микроскопии были получены качественные изображения, а инфракрасная спектроскопия показала, что вещество внутри "пузырьков" действительно находилось в газовой фазе. "Нанопузырьки" имели диаметр около от 10 нм до 1,5 мкм.

Нами были изучена поверхность лепидокрокита синтетического и природного происхождения при помощи методов оптической (рис.1, микроскоп Olympus BX51) и сканирующей электронной микроскопии (рис.2, СЭМ «Tescan Vega II»). Исследования проводились для поиска и изучения микропор и нанопор, которые должны были возникать при процессе дегидратации лепидокрокита. Однако вместо нанопор при наблюдении в оптический микроскоп были обнаружены пузырьки размером от долей мкм до нескольких мкм. Цвет пузырьков варьировал от черного до красноватого и рыжего. Детальное изучение образца при помощи электронного микроскопа успеха не имела. По-видимому, пузырьки являются газонаполненными и лопаются в вакууме электронного микроскопа. При повторном просмотре образцов в оптический микроскоп количество нанопузырьков было меньшим, чем до вакуумирования, но через несколько часов поверхность вновь покрывалась пузырьками.

При работе с оптическим микроскопом использовалась методика трехмерной микроскопии (3D-микроскопия). Качество изображения при этом резко возрастало.

Таким образом, впервые было показано наличие нано- и микропузырьков на поверхности природного и синтетического лепидокрокита и возможность их наблюдения при помощи обычного оптического микроскопа с использованием метода 3D-микроскопии. Обнаружение нанопузырьков на поверхности гидроокислов может объяснить механизм переноса железа в осадочных породах: перенос железа возможен при помощи нанопузырьков.

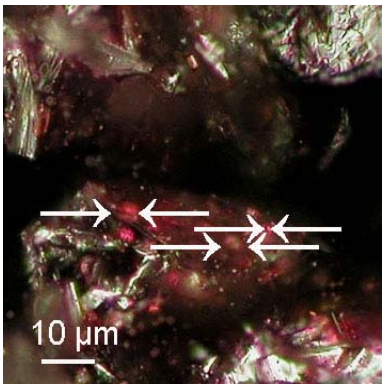


Рис.1. Нанопузырьки. Оптика

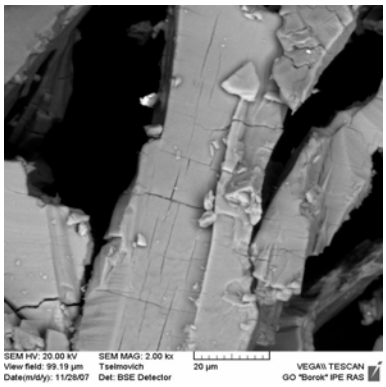


Рис.2. Лепидокрокит, СЭМ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты 06-05-65135, 06-05-65162, 06-05-64588.

ЛИТЕРАТУРА

1. Zhang Xue, Khan Abbas, and Ducker William A. A. Nanoscale Gas State. http://link.aps.org/abstract/PRL/v98/e136101

Earlier scientists the hypothesis about existence stable "nanobubbles" objects already expressed, but it long nothing proved to be true. For the first time researchers [1] observed "nanobubbles" in a water solution of carbonic gas at temperature 25-27°C. "Nanobubbles" had diameter from 10 nm up to 1,5 microns.

Us were the surface of lepidocrocite a synthetic and natural origin is investigated by means of methods optical (fig 1, microscope Olympus BX51) and scanning electronic microscopy (fig 2, «Tescan Vega II »). Instead of nanoporous at supervision in an optical microscope were found out nanobubbles by the size from shares of a micron up to several microns. Color of nanobubbles varied from black up to reddish and red. Detailed studying of a sample by means of an electronic microscope of success had no. Apparently, nanobubbles were with gas and burst in vacuum of an electronic microscope. At repeated viewing samples in an optical microscope the quantity nanobubbles was smaller, than before pumping out, but in some hours the surface again covered of nanobubbles.

At work with an optical microscope the technique of three-dimensional microscopy (3D-microscopy) was used. Quality of the image thus sharply grew.

Thus, presence nanobubbles on a surface natural both synthetic lepidocrocite and an opportunity of their supervision for the first time was shown by means of a usual optical microscope with use of a method of 3D-microscopy. Detection of nanobubbles on a surface of hydrooxides can explain the mechanism of carry of iron in sedimentary breeds: carry of iron is possible with the help of nanobubbles.

Ni_3S – НОВАЯ ФАЗА ВЫСОКОГО ДАВЛЕНИЯ

Чареев Д. А.[1], Курносов А.В.[23], Дубровинский Л.[3], Нарыгина О.[3], Гавриленко П.[3], Заречная Е.[3], Дубровинская Н.[3], Литвин Ю.А.[1], Осадчий Е.Г.[1]

[1]Институт Экспериментальной Минералогии (ИЭМ РАН), Черноголовка

[2]Институт неорганической химии им. А.В. Николаева СО РАН (ИНХ СО РАН), Новосибирск

[3]Баварский Геоинститут г. Байройт, Германия (BGI)

chareev@iem.ac.ru

Поликристаллический *Ni_3S* синтезирован при давлении 20 ГПа и температуре 800 С. Область гомогенности, вероятно, пренебрежимо мала. Полученная фаза имеет тетрагональную, объемоцентрированную решетку с параметрами a≅ 8.786 A и c≅ 4.464 A, Z=8. Данная фаза, вероятно, изоструктурна *Fe_3S* (группа симметрии $I\bar{4}$ структура *Fe_3P*). Это предполагает существование неограниченного ряда твердых растворов *$(Fe,Ni)_3S$*.

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что в соответствии с хондритовой моделью, никель и сера являются вторым и четвертым по распространенности элементами земного ядра и составляют соответственно 5 и 2 % общего количества вещества в железо-никелевом ядре. В жидком ядре Марса никель и сера занимают, соответственно, третье (7-8%) и второе (14%) место по мольному содержанию. По некоторым, пока не подтвержденным гипотезам, остывание жидкого ядра Марса может начинаться с образования сульфидов.

Различия в структурных параметрах и полях стабильности между железо-никелевыми сплавами и чистым железом при высоких температурах были изучены Lin et al, 2002. Фазовая диаграмма системы Fe-S при давлениях до 21 ГПа и несколько новых фаз были детально описаны Феем. Кроме того, при давлении были изучены некоторые отдельные сульфиды никеля, например хизлевудит *Ni_3S_2*. Фазовые отношения в системах *Fe-S* и *Ni-S* довольно похожи. При атмосферном давлении система *Ni-S* содержит несколько больше промежуточных фаз по сравнению с системой *Fe-S* . Несколько сульфидов железа, имеющих аналоги в никелевой системе, становятся стабильными при высоких давлениях. Несмотря на то, что в условиях земного ядра существование фаз на основе соединений никеля и серы маловероятно, система *Ni-S* важна в качестве краевой. Принимая во внимание состав земного ядра и схожесть химических свойств железа и никеля, наибольший интерес представляет часть системы *Ni-S,* богатая никелем.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

Синтез промежуточных соединений

В качестве реактивов использовались никель Merck (99.8%, <10 μm) и сера кристаллическая Johnson Matthey (99.9995%). В качестве стартовых

образцов, изучаемых при высоких давлениях, использовались равновесные при атмосферном давлении смеси никеля и хизлевудита (Ni_3S_2) с требуемым соотношением фаз. Данные ассоциации были приготовлены из элементов методом сухого синтеза в эвакуированных (~10^{-4} бар) ампулах из кварцевого стекла в горизонтальных печах сопротивления с терморегуляторами, способными поддерживать температуру с точностью ±1K. Экспозиция происходила при 673K в течение 7 суток.

Изучение системы Ni-S при высоких давлениях

Изучение фазовых отношений и попытка синтеза новых соединений в системе *Ni-S* производилась в интервале составов 80-60% *Ni* и при давлениях 3.5 и 20 ГПа. с помощью аппарата типа пистон - цилиндр и многопуансонного пресса. Все эксперименты при высоком давлении были проведены с использованием оборудования Баварского Геоинститута (г. Байройт).

Изучение системы *Ni-S* в аппаратах типа пистон-пистон цилиндр производилось в платиновой ампуле, при давлении 3.5 ГПа и температуре 700°C в течение четырех часов с последующей мгновенной закалкой. Был проведен всего один эксперимент, в котором смесь никеля и хизлевудита с суммарным составом Ni_3S_1 отжигалась в платиновой ампуле, при давлении 3.5 ГПа и температуре 800°C в течение четырех часов с последующей мгновенной закалкой.

Многопуансонные эксперименты были проведены на 500 и 1000-тонных прессах. Подобные прессы и подбор пуансонов позволяют создавать гидростатическое давление 6-26 ГПа, а так же возможен нагрев образца до температуры 1400°C.

Собранная ячейка для работы на многопуансонном аппарате представляла собой тетраэдр с длиной ребра 12 или 15 мм. В сквозном цилиндрическом отверстии внутри тетраэдра находилась капсула из *MgO* с исследуемым веществом (примерно 50 мг.) и графитовый нагреватель.

Калибровка многопуансонных аппаратов по давлению и температуре была проведена заранее. Точность калибровки составляет ±5%. Все работа с аппаратом производилась в автоматическом режиме под контролем ЭВМ.

Работа на многопуансонных прессах проводилась при давлении 20 ГПа и температуре 800°C в течение 2-3х часов с последующей мгновенной закалкой.

Новый сульфид никеля (Ni_3S) был найден в субсолидусных экспериментах при давлении 20 ГПа и температуре 800°C. Для определения кристаллической структуры фаза была синтезирована при данных T-p условиях в течение трех часов с последующей закалкой.

Факт синтеза соединения Ni_3S был так же подтвержден с помощью сканирующего электронного микроскопа и рентгеноспектрального микроанализатора. Наличие незначительного количества металлического никеля в ассоциации с общим составом Ni_3S_1 говорит о крайне незначительной

области гомогенности новой фазы (или отсутствии таковой) и о некотором отклонении от стехиометрического состава.

Полученное вещество имеет темно-серый цвет. Под микроскопом в отраженном свете имеет бледно желтый цвет и оптически изотропно.

Рентгеноструктурный анализ

Первоначальная идентификация фаз определялась методом порошковой рентгенометрии. Фазовый состав изучался на дифрактометре с излучением MoK_α, ($\lambda = 0.7108$ Å).

Для обстоятельного изучения кристаллической структуры Ni_3S были проведены исследования однофазного образца с помощью монохроматического синхротронного излучения в Европейском Центре ***Синхротронного Излучения, Гренобль,*** Франция, $\lambda = 0.247970$ Å. Рентгенограмма, полученная с помощью синхротронного излучения, была пересчитана на величину межплоскостных расстояний (рис. 1).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ рентгенограммы Ni_3S, полученной с помощью синхротронного излучения, сравнение ее с рентгенограммами других веществ показал, что данная фаза имеет тетрагональную сингонию и объемоцентрированную решетку с параметрами a≅ 8.786 A и c≅ 4.464 A, Z=8. Из всех подобных наиболее симметричной пространственной группой является группа $I\bar{4}$ (№ 82). Данную пространственную группу имеет так же фаза Fe_3S.

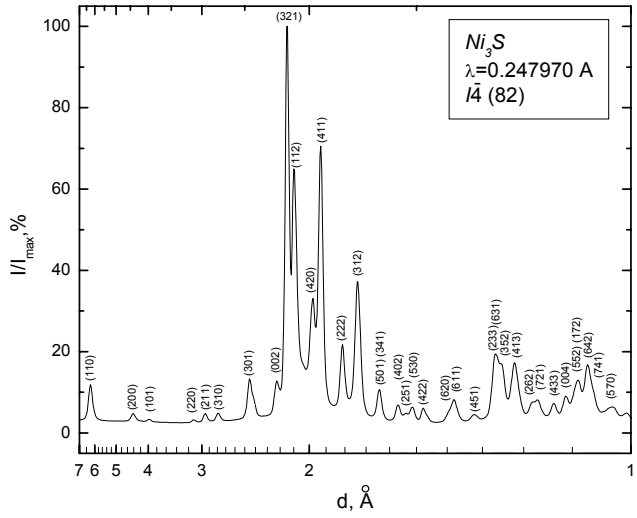


Рис 1. Рентгенограмма Ni_3S.

Тождественность кристаллических структур Ni_3S и Fe_3S и схожесть химических свойств никеля и железа позволяют предположить существование непрерывного ряда твердых растворов $(Fe,Ni)_3S$ при температурах и давлениях, при которых стабильны краевые соединения. Ожидается полная смесимость данных фаз, аналогично полной смесимости других изоструктурных «пар» фаз в данных двухкомпонентных системах: $Ni_{1-x}S$-$Fe_{1-y}S$ и NiS_2-FeS_2.

Данные рентгенофазового анализа показали, что при давлении 3.5 ГПа и температуре 800°С стабильна ассоциация $Ni+Ni_3S_2$. Это говорит либо о нестабильности Ni_3S при таком давлении, либо о том, что данная фаза при давлении 3.5 ГПа стабильна при более низких температурах, что менее вероятно. Следовательно, в настоящий момент, интервал температур и давлений, при котором стабильная фаза Ni_3S, неизвестен.

Принимая во внимание состав земного ядра, наиболее интересной частью системы *Fe-Ni-S* при высоких давлениях является трапеция Ni-Ni_3S-Fe_3S-Fe или, если точнее, распределение никеля между железоникелевым сплавом и $(Fe,Ni)_3S$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, синтезирована и охарактеризована новая фаза в никелево-серной системе: Ni_3S, обладающая объемоцентрированной тетрагональной структурой. Данная фаза является стабильной при давлении больше 4-5 ГПа. Область гомогенности пренебрежимо мала. Идентичность структур с железным аналогом позволяет предположить существование непрерывного ряда твердых растворов $(Fe,Ni)_3S$.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ проект № 08-05-00582, Фонда поддержки отечественной науки и программы ОНЗ РАН № 7.

АНАЛИЗ СТРОЕНИЯ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ДИАГРАММ КАК ИНДИКАТОРОВ ДЛЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ПЕЧЕНГСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Чижова И.А., Лобанов К.В.
Учреждение Российской академии наук Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН)

tchijova@igem.ru

THE ANALYSIS OF PETROPHYSICS DIAGRAM'S STRUCTURE AS INDICATORS FOR CHARACTERISTIC OF TECTONIC STRUCTURES OF PECHENGA ORE DISTRICT

Chizhova I.A., Lobanov K.V.
Establishment of the Russian academy of sciences Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry RAS (IGEM RAS)

При структурно-петрофизического изучении локальных рудоносных структур широко используются диаграммы анизотропии Vp. Известно, что форма и пространственная ориентировка индикатрисы Vp на петрофизических диаграммах тесно взаимосвязаны с текстурно-структурными элементами пород, геологическими процессами их образования и преобразования в течение геологической истории. Эти диаграммы несут генетическую информацию о геологических процессах, отражая геологическую ситуацию, существующую в тектонической структуре в месте отбора образца породы.

Для выявления особенностей локальных рудоносных докембрийских структур Печенгского рудного узла использовалась база данных, содержащая информацию о петрофизических диаграммах, построенных для 1600 образцов керна СГ-3 и 2400 образцов с поверхности.

Для описания диаграмм были выделены основные элементы - пояса Vp, изометричные максимумы и минимумы, учитывались их размеры и расположение. Коэффициент объемной анизотропии Vp, отражающий степень тектонической переработки пород синхронной с метаморфизмом, рассчитывался как отношение максимума Vp к минимуму Vp. Все основные элементы строения диаграмм были закодированы 17 признаками. Используемая система описания диаграмм представлена в таблице 1.

В процессе кластерного и логико-информационного анализов проведено изучение сложной морфологии диаграмм анизотропии Vp, построенных для образцов пород, отобранных из керна Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) и их аналогов на поверхности. Выделено 7 однородных групп для метаморфических пород Печенгского рудного района.

Логико-информационная обработка данных состоит из трех основных этапов: определение диапазонов изменения значений признаков (интервалов-

индикаторов), характеризующих анализируемые группы объектов; количественная оценка их информативности (делящих свойств); построение

Таблица 1

Система признаков для описания диаграмм

Номер признака	Название признака
1	Max Vp краевой (0-30)-1
2	Max Vp краевой-2
3	Max Vp краевой-3
4	Max Vp промежуточный (30-60)-1
5	Max Vp промежуточный-2
6	Max Vp центровой (60-90)
7	Min Vp краевой(0-30)-1
8	Min Vp краевой-2
9	Min Vp краевой-3
10	Min Vp промежуточный(30-60)-1
11	Min Vp промежуточный-2
12	Min Vp центровой (60-90)
13	Пояс сплошной
14	Пояс прерывистый
15	Пояс комбинированный
16	Отсутствие пояса
17	AVp

правила отнесения объектов к одной из выделенных групп на основе полученных оценок.

Оценка информативности признаков базируется на принципе общности свойств объектов, который основан на предположении, что объекты, образующие одну группу, обладают свойством подобия, отраженного в их характеристиках.

В качестве интервала-индикатора $[a_j^k, b_j^k]$ признака j для объектов группы A_k рассматривался интервал, для которого вероятность события, при котором для объектов группы A_k значение признака j попадает в выделенный интервал, а для объектов других групп значение признака j не попадает в выделенный интервал, принимает максимальное значение.

Для выделения системы признаков, информативных для описания объектов группы A_k (где A_k - одна из M изучаемых групп) и отделяющих их от объектов других групп, используется следующая функция:

$$\Delta p_j^k = p_j^{k1} - p_j^{k0}$$

где: p_j^{k1} – вероятность того, что значение признака j попадает в интервал-индикатор $[a_j^k,b_j^k]$ признака j для объектов группы A_k и не попадает в этот интервал на объектах других групп; p_j^{k0} – вероятность того, что значение признака j не попадает в интервал-индикатор $[a_j^k,b_j^k]$ признака j для объектов группы A_k и попадает в этот интервал на объектах других групп.

В качестве разделяющего веса признака j для выделения объектов группы A_k с помощью интервала индикатора используется функция:

$$p_j^k = \Delta p_j^k / \sum_{i=1}^{N} |\Delta p_i^k|$$

Для вычисления функции принадлежности объекта исследования x, описанного в системе N признаков $x=(x_1,x_2,\ldots,x_N)$, к одной из изучаемых групп объектов используется следующая формула:

$$\varphi^k(x) = \sum_{j=1}^{N} p_j^k y_j^k - \sum_{j=1}^{N} p_j^k (1-y_j^k)$$

$$p_j^k > 0 \qquad p_j^k < 0$$

где: $x=(x_1,x_2,\ldots,x_N)$; $y_j^k=1$, если значение x_j принадлежит интервалу-индикатору $[a_j^k,b_j^k]$ признака j для объектов группы A_k; $y_j^k=0$, если значение x_j не принадлежит интервалу-индикатору $[a_j^k,b_j^k]$ признака j для объектов группы A_k; N – количество признаков; k – номер выделенной группы; j – номер (код) признака; p_j^k – информационный вес признака (степень важности признака j для идентификации объектов группы A_k)

Такой подход к анализу диаграмм позволил создать модель выделенных групп диаграмм с оценкой вклада каждого признака для их описания.

Логико-информационная обработка данных позволила выделить диапазоны изменения значений признаков (интервалов-индикаторов), характеризующих анализируемые группы диаграмм, и количественно оценить их информативность (делящие свойства). Полученные оценки обеспечили проведение надежной идентификации образцов.

Результаты расчетов представлены в таблице 2. В столбце 2 приведен разделяющий вес информативных признаков. В столбцах 6-7 указаны значения признаков, характерные для группы, упомянутой в столбце 1. В последних семи столбцах выделены все признаки, информативные для описания соответствующей группы диаграмм. Например, для группы 1 характерны признаки 2 (два краевых Max Vp со значением 3), 11 (два промежуточных Min Vp со значениями 1 или 2), 17 (значение AVp более 1.4)

Наибольшую информативность несут признаки 13-17 (характеристика поясов и AVp). Группы диаграмм, выделенные в процессе автоматической классификации, хорошо различаются по коэффициенту AVp. Признак 12 (Min Vp центровой (60-90)) не информативен для различия групп диаграмм.

Таблица 2

Результаты логико-информационного анализа

Номер группы	Разделяющий вес признака	Номер признака	Название признака	min	Интервал-индикатор ОТ	Интервал-индикатор ДО	max	1	2	3	4	5	6	7
3	0.173	1	Max Vp краевой (0-30)-1	0	2	2	3							
1	0.31	2	Max Vp краевой-2	0	3	3	3							
7	0.126	2	Max Vp краевой-2	0	1	2	3							
4	0.09	3	Max Vp краевой-3	0	2	3	3							
2	0.076	4	Max Vp промежуточный (30-60)-1	0	1	1	3							
4	0.061	4	Max Vp промежуточный-1	0	1	1	3							
6	0.179	4	Max Vp промежуточный-1	0	2	2	3							
7	0.087	4	Max Vp промежуточный-1	0	2	2	3							
2	0.054	5	Max Vp промежуточный-2	0	1	1	3							
3	0.088	5	Max Vp промежуточный-2	0	2	2	3							
4	0.099	5	Max Vp промежуточный-2	0	3	3	3							
4	0.115	6	Max Vp центровой (60-90)	0	0	0	3							
5	0.093	6	Max Vp центровой	0	1	2	3							
2	0.243	7	Min Vp краевой (0-30)-1	0	3	3	3							
5	0.135	7	Min Vp краевой-1	0	2	2	3							
6	0.22	7	Min Vp краевой-1	0	1	1	3							

Окончание таблицы 2

Номер группы	Разделяющий вес признака	Номер признака	Название признака	min	Интервал-индикатор ОТ	Интервал-индикатор ДО	max	1	2	3	4	5	6	7
2	0.24	8	Min Vp краевой-2	0	0	0	3							
5	0.145	8	Min Vp краевой-2	0	1	1	3							
7	0.08	8	Min Vp краевой-2	0	1	1	3							
2	0.058	9	Min Vp краевой-3	0	1	1	3							
4	0.058	9	Min Vp краевой-3	0	2	2	3							
6	0.222	9	Min Vp краевой-3	0	1	1	3							
7	0.072	9	Min Vp краевой-3	0	3	3	3							
3	0.543	10	Min Vp промежуточный (30-60)-1	0	2	2	2							
1	0.264	11	Min Vp промежуточный-2	0	1	2	2							
6	0.141	11	Min Vp промежуточный-2	0	1	1	2							
5	0.43	13	Пояс сплошной	0	1	2	2							
7	0.495	14	Пояс прерывистый	0	1	2	2							
2	0.266	15	Пояс комбинированный	0	1	2	2							
4	0.426	16	Отсутствие пояса	0	1	2	2							
1	0.426	17	AVp	1.1	1.46	1.47	1.47							
2	0.062	17	AVp	1.1	1.195	1.205	1.47							
3	0.196	17	AVp	1.1	1.155	1.165	1.47							
4	0.152	17	AVp	1.1	1.175	1.195	1.47							
5	0.194	17	AVp	1.1	1.115	1.155	1.47							
6	0.238	17	AVp	1.1	1.315	1.39	1.47							
7	0.14	17	AVp	1.1	1.205	1.255	1.47							

"СОВМЕЩЕННАЯ ДИАГРАММА" – НОВОЕ ФИЗИЧЕСКОЕ СВОЙСТВО

Чураков В.Н.
ООО "Энергетика и технология", Москва

vnchurakov@pochta.ru

Как хорошо известно, у ряда больших классов материалов (горные породы, бетоны, органические полимеры и пластмассы на их основе, композитные материалы, металлы с гексогональной кристаллической решеткой и др.) диаграммы деформации "напряжение-деформация" на нелинейном участке существенно зависят от гидростатического давления P [1].

Наличие сетки диаграмм деформации препятствует созданию для указанных материалов теорий прочности и пластичности, так как для этого необходима одна диаграмма деформации вместо их группы с бесконечным числом индивидуальных диаграмм для разных P. Для получения такой единственной диаграммы необходимо совместить множество исходных диаграмм в одну при помощи некоторого преобразования координат, заменяющего явное влияние параметра P на неявное.

Используя идеи П.Бриджмена [2] и главы Венской школы механиков П.Людвига [3] о совместном использовании напряжений и деформаций, автор, применив методы теории размерностей и подобия, получил новые, ранее неизвестные, инвариантные переменные в виде определяющих критериев подобия, являющихся совместными инвариантами тензоров напряжения и деформации [4]. Эти переменные имеют вид $\Pi=P\varepsilon/\sigma$ и $M=P\varepsilon$. Здесь ε - компоненты тензора деформаций, P – давление, σ - компоненты тензора напряжений. Эти переменные характеризуют вязкость испытуемого материала [5] и имеют физический смысл работы сил P на путях деформации ε. Критерий Π безразмерен, поскольку работа $P\varepsilon$ отнесена одновременно к единице объема и единице напряжения. Критерий M имеет размерность напряжения, поскольку работа $P\varepsilon$ отнесена только к единице объема. Под величиной мера деформации ε в обоих критериях используется мера логарифмической деформации по Генки $\varepsilon_r=\ln(L/L_0)=\ln[(L_0\pm\Delta L)/L_0]=\ln(1\pm\varepsilon_k)$. Здесь L_0 – начальный размер образца, L – его текущий размер, ΔL – приращение длины, $\varepsilon_k=L/L_0$ – деформация по Коши. При относительно небольших пластических деформациях порядка 8-9% с достаточной точностью можно использовать меру Коши вместо мера Генки.

Инвариантные переменные Π и M легко переходят друг в друга. Они представляют преобразования, исключающие явное присутствие параметра P. В работах [4,5] показано, что при использовании Π и M сетка диаграмм деформации $\sigma(\varepsilon,P)$ с параметром P, на участках упрочнения переходит с высокой точностью в одну "совмещенную" диаграмму $\sigma(\Pi)$, или $\sigma(M)$, т.е. малыми отклонениями от среднего арифметического значения совместившихся

диаграмм, являющегося математическим ожиданием истинного значения искомой величины.

Точность совмещения в большинстве случаев на участках упрочнения лежит в пределах суммарной погрешности экспериментов [4,5].

Что очень важно, нагружение является сложным (не пропорциональным) с переменным отношением главных напряжений σ_1/σ_2 или σ_1/σ_3 в процессе нагружения ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$).

Хорошее совмещение диаграмм деформации при переменных P, при больших деформациях и при высокой пористости не является единственным достоинством логарифмической меры. Можно показать, что известное выражение для объемной деформации в виде $\varepsilon_1+\varepsilon_2+\varepsilon_3$ ($\varepsilon_1 \geq \varepsilon_2 \geq \varepsilon_3$) остается в силе и при больших деформациях, если пользоваться логарифмической мерой.

В качестве величины напряжения в критерии П, с целью упрощения практических приложений, автор использует наибольшее главное напряжение σ_1. Однако, как показали эксперименты, возможно использование и σ_2 и σ_3.

Физический смысл "совмещенной" диаграммы заключается в том, что для упрочняющихся пластических участков исходных диаграмм, при произвольной постоянной величине σ_1 и любом произвольно изменяющемся давлении P, относительная работа деформации не зависит от величины P, постоянна и равна значению П (или М) при заданном σ_1 . При этом переменная ε определяется через P по формуле ε=const/P.

Обработка экспериментальных данных по всем вышеперечисленным материалам при малых и больших деформациях, в том числе по опытам не только на сжатие и растяжение под давлением на сплошных и пористых образцах с различной величиной пористости вплоть до 40%, включая и деформационную, но и на кручение под давлением тонкостенных образцов металлов и неметаллов, показала наличие "совмещенных" диаграмм у всех перечисленных материалов. Это говорит про общность теории.

Учитывая все сказанное, автор считает "совмещенную" диаграмму новым физическим свойством материалов, перечисленных в начале доклада.

ЛИТЕРАТУРА

1. Fredrich J.T., Evans B., Micromechanics of the Brittle to Plastic Transitions in Carrara Marble. Journal of Geophysical Research. Vol. 94, №B4, 4129-4145, 1989.
2. Бриджмен П. Исследования больших пластических деформаций и разрыва. – М.:ИЛ, 1955. –444 с.
3. Ludwik P.,Elemente der technologischen Mechanik. Berlin, 1909. –120s.
4. Чураков В.Н., О применении критериев подобия к испытаниям материалов. Машиноведение. АН СССР, 1969, №5, с.61-70.
5. Чураков В.Н., Моделирование иязкоупругости для одного случая испытаний материалов. "Прикладная механика" АН УССР, 1975, т.11, в. 6, с. 109-114.

УСТОЙЧИВОСТЬ "СОВМЕЩЕННЫХ" ДИАГРАММ К ВНЕШНИМ ВОЗДЕЙСТВИЯМ

Чураков В.Н.
ООО "Энергетика и технология", Москва

vnchurakov@pochta.ru

Внешними возмущениями в рассматриваемой задаче считаются нарушения в работе системы нагружения образца осевой нагрузкой и всесторонним давлением, а также нарушения работы в системах измерения напряжений, деформаций, давления и температуры.

Влияние изменений материального состава образца, его влажности, начальной пористости, точности изготовления (и т.п.) здесь не рассматриваются.

На рис. 1а [1] показаны испытания на сжатие под давлением цилиндрических образцов Каррарского мрамора в виде диаграмм "напряжение-деформация" при давлениях, близких к давлениям в опытах Кармана [2]. Опыты Кармана с Каррарским мрамором до сих пор считаются образцовыми по высокому качеству проведения экспериментов, по точности измерений и скрупулезному учету всех действующих факторов. Схема испытательной установки Кармана положена в основу большинства аналогичных современных опытов , как и его методика.

Опыты осуществлялись на испытательной машине фирмы Инстрон. Универсальные машины этой фирмы весьма совершенны. Несмотря на высокое совершенство испытательного оборудования на ряде диаграмм на рис. 1а и на рис.1б виден колебательный процесс.

Полученная по данным рис.1 а совмещенная диаграмма близка к диаграмме по данным Кармана [2], будучи ей подобна. Она имеет аналогичную высокую точность совмещения порядка 3-6%. Под точностью совмещения понимаются отклонения индивидуальных диаграмм от их средней арифметической, являющейся математическим ожиданием истинного значения величины. Таким образом, колебательный процесс на отдельных диаграммах рис. 1а и 16, возникший вследствие каких-то неясных причин в машинной системе нагружения и измерений, не влияет на существование и точность совмещенных диаграмм.

После небольшого уплотнения, возникшего в начале приложения давления, на значительной части всех диаграмм отмечается постоянство объема образца и отсутствие разрыхления. При давлениях до ЗООМПа на упрочняющихся пластических нелинейных участках диаграмм деформации происходит разрыхление, уменьшающееся с ростом Р. При ЗООМПа оно невелико, а объем образца остается практически неизменным на всем пластическом участке диаграммы. Из сравнения рис.1б и 2 видно, что деформационное разрыхление не влияет на точность совмещения и точность совмещения не зависит от величины разрыхления. Закономерность

уменьшения деформационного разрыхления при росте P, позволяет сделать вывод, что при P>300МПа разрыхление отсутствует и $\varepsilon1+\varepsilon2+\varepsilon3=0$ ($\varepsilon1>\varepsilon2>\varepsilon3$), что необходимо учитывать в системе расчетных уравнений.

Представляют интерес испытания на кручение под давлением. Такие испытания с породами осуществить чрезвычайно трудно из-за сложности изготовления из горных пород тонкостенных образцов. По этой причине рассмотрим (рис.3) испытания на кручение серого чугуна [3]. Вследствие недостаточной точности системы измерения напряжений и деформаций при малых деформациях, индивидуальные диаграммы деформации при 690 и 770МПа совпадают на начальной части диаграмм. При дальнейшем увеличении деформации по мере расхождения диаграмм $\tau(\varepsilon_{xy})$ (рис.3), в координатах $\tau(\Pi)$ начинается быстрое совмещение индивидуальных диаграмм в одну (рис.4) с точностью (3-6)%. Следовательно, обобщенная диаграмма устойчива к неточной работе систем измерения при малых деформациях. Здесь на рис.2 и 4 величина $\Pi=P\varepsilon/\sigma$, где ε – деформация, σ - напряжение.

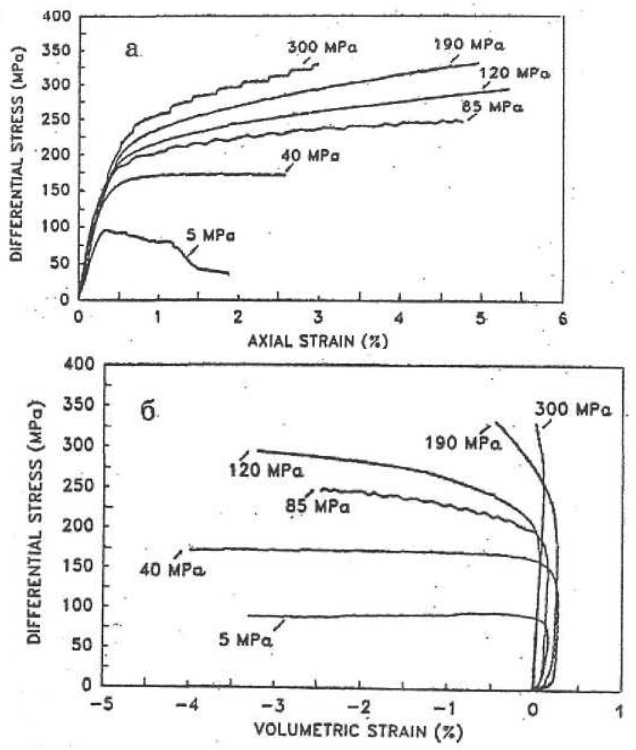


Рис. 1 .а) Диаграммы сжатия "напряжение-деформация" Каррарского мрамора при разных величинах гидростатического давления [1]. б) Диаграммы разрыхления и изменения образцов Каррарского мрамора под

гидростатическим давлением. Увеличению объема (разрыхление) соответствует знак минус.

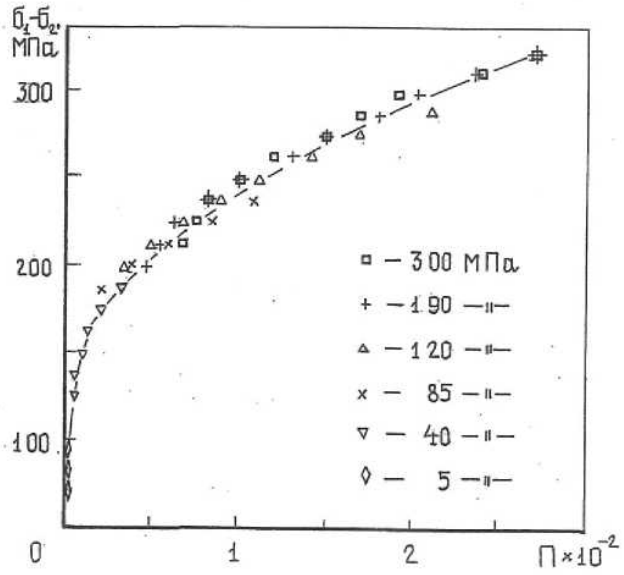


Рис.2. "Совмещенная" диаграмма Каррарского мрамора по данным рис. 1а.

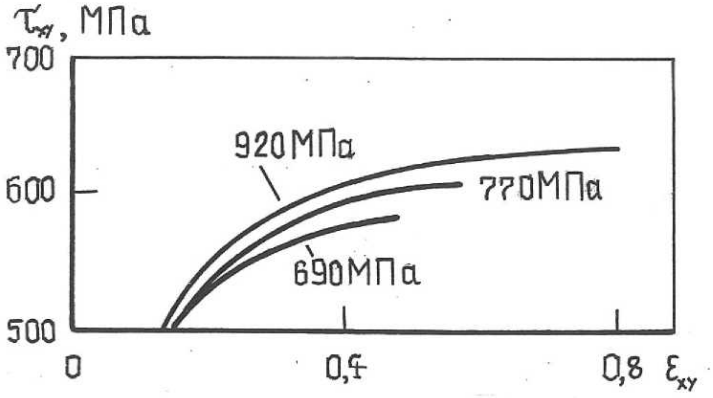


Рис.3. Диаграмма кручения "касательное напряжение - деформация сдвига" серого чугуна при разных величинах гидростатического давления [3].

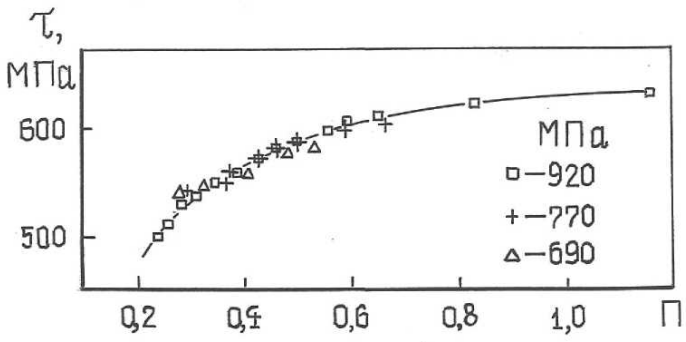


Рис.4. "Совмещенная" диаграмма серого чугуна по данным рис.3.

ЛИТЕРАТУРА

1. Fredrich J.T., Braun E., Wong T. Micromechanics of the Brittle to Plastic Transitions in Carrara Marble. J. of Geophysical Research. Vol. 94, №B4,4129-4145, 1989.
2. Karman T. Festigkeitsversuhe nnter allseitigem Druck. Z. Vereines Dtsh.Ingenieur, 1911, Bd.55, 1749-1754.
3. Пью Г.Л., Чэндлер Э.Ф. Механические свойства материалов под давлением, с. 430-470. Сб.Успехи механики деформируемых сред. -М.: -Наука, 1975. -575 с. с ил.

НЕОБРАТИМОЕ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ПЛАНЕТ ЗЕМНОЙ ГРУППЫ

Шарков Е.В., Богатиков О.А.
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН)

sharkov@igem. ru

IRREVERSIBLE TECTONOMAGMATIC EVOLUTION OF THE TERRSTRIAL PLANETS

Sharkov E.V., Bogatikov O.A.
Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM RAS)

В настоящее время основные представления о процессах образования и внутреннего развития планет земной группы, к которым относятся Венера, Марс, Меркурий и, по-видимому, Луна, в основном базируются на различных физических и геохимических расчетах и предположениях. Основным недостатком существующих гипотез является их абстрактный характер и полное игнорирование данных по тектономагматической эволюции этих тел. Вместе с тем, именно эти данные содержат важную информацию о конкретных механизмах как формирования, так и развития твердых планетных тел, необходимую для разработки современной теории их образования и эволюции.

Поскольку наиболее изученной является Земля, то именно на ее примере, с привлечением данных по другим планетным телам, особенно Луне, и будут рассмотрены основные вопросы тектономагматического развития земных планет.

Тектономагматическое развитие Земли

Всегда ли на Земле существовала тектоника плит, а если нет, то как далеко в историю нашей планеты может быть пролонгирован современный тип тектономагматической активности? Одни исследователи, преимущественно на основании геохимических данных, полагают, что характер тектономагматических процессов практически не менялся начиная с эоархея и может быть описан в терминах современной плейт-тектоники. Другие специалисты, принимая во внимание не только геохимические, но также геологические и петрологические данные, настаивают на специфике развития Земли в раннем докембрии.

Проблема первичной земной коры

Сейчас преобладают две точки зрения: 1) традиционная, что эта кора имела базитовый состав, а сиалическая кора появилась позже в результате геосинклинального процесса или, в современных терминах - тектонических процессов на конвергентных границах плит, и 2) первичная кора была сиалической, а тектоника плит появилась только в палеопротерозое; с этого времени начала формироваться и разрастаться кора океанического типа, а

древняя континентальная кора - вовлекаться в процессы субдукции. С точки зрения петрологии и физической химии, принципиальных различий между этими точками зрения нет: и та, и другая модель требуют глобального расплавления исходного хондритового вещества, чтобы образовать первичную земную кору. В этом случае конечный результат должен зависеть только от степени дифференциации расплава при затвердевании глобального магматического океана. Его затвердевание из-за разницы в величинах адиабатического градиента и градиента температуры точки плавления (Jeffries, 1929) должно было происходить снизу вверх, и приводить к накоплению низкотемпературных дифференциатов, образующих первичную кору.

Геологические данные (резкое преобладание гранитоидов в архейской коре, не имеющее аналогов в более поздние периоды, а также результаты изучения древнейших цирконов, происшедших при кристаллизации гранитного расплава (Valley et al., 2002), скорее свидетельствуют в пользу первично-сиалической земной коры. Эта сиалическая кора впоследствии была многократно интенсивно переработана в процессах дальнейших тектономагматического событий. На Луне, которая в 4 раза меньше Земли, первичная кора базитовая. Разница в составе первичных кор этих планетных тел, очевидно, объясняется разной глубиной магматических океанов (Шарков, Богатиков, 2003). С формированием первичной сиалической коры, очевидно, связано и первичное же повсеместное истощение вещества верхней мантии. Комплементарность составов деплетированной мантии и континентальной коры уже давно рассматривается как свидетельство отделения последней от примитивной мантии на ранних стадиях формирования Земли (Galer, Goldstein, 1991).

Тектономагматические процессы в архее и раннем палеопротерозое

Главными тектоническими структурами архея и раннего палеопротерозоя, в отличие от фанерозоя, являлись одновременно развивавшиеся гранит-зеленокаменные области (ГЗО) и разделяющие их гранулитовые пояса. ЗКП составляют не более 10-20% площадей ГЗО. Они выполнены преимущественно образованиями коматиит-базальтовой серии и вулканитами, близкими по составу к фанерозойским островодужным комплексам –бонинитоподобными породами, андезитами, дацитами и др., а также осадками – преимущественно туфами, метаграувакками, вулканокластитами и др. В то же время для гранулитовых поясов характерны зрелые осадки – метапелиты, парасланцы, кварциты, мрамора и т.д., указывающие на их формирование в крупных осадочных бассейнах (Тейлор, Мак-Леннон, 1988). Синкинематический магматизм здесь был представлен коровыми эндербитами и чарнокитами.

ГЗО с неправильной сетью зеленокаменных поясов (ЗКП) в гранитоидной матрице представляли собой области растяжения, воздымания и сноса, а гранулитовые пояса – преобладающего сжатия, погружения и осадконакопления; между ними формировались промежуточные зоны

тектонического течения. Геологическая ситуация в целом может быть описана в терминах плюм-тектоники.

К протерозою земная кора стала жесткой, о чем свидетельствует появлению рифтогенных структур, огромных роев даек и крупных мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузивов. Характер же тектонической активности в раннем палеопротерозое практически не изменился. Преобладающим типом магматизма стали образования кремнеземистой высоко-Mg серии (КВМС), слагающие крупные изверженные провинции на кратонах. Происхождение этих расплавов, и, по-видимому, большинства бонинитоподобных магм архея, связывается с «всплыванием» очагов высокотемпературных мантийных магм сквозь жесткую литосферу по механизму зонной плавки, т.е. путем проплавления кровли и кристаллизации у дна, что обеспечивало крупномасштабную ассимиляцию пород верхов мантии и нижней коры, приводя к появлению таких мантийно-коровых расплавов..

Формирование крупных изверженных провинций предполагает существование под ними мантийных суперплюмов первого поколения, сложенных материалом деплетированной мантии. Растекание их головных частей происходило на глубинах 200-450 км, не приводя разрывам древней литосферы. Ситуация может быть описана в терминах плюм-тектоники.

Переход к современному типу тектономагматической активности

Интервал от 2.3 до 2.0 млрд. лет назад охарактеризовался массовым появлением на всех докембрийских щитах Fe-Ti пикритов и базальтов, аналогичных фанерозойским внутриплитным магмам, происшедшим из геохимически-обогащенного мантийного материала. С этого времени они становятся главным типом магматической активности, приводя к вырождению КВМС. Характер тектонической активности при этом вначале не менялся; это произошло только на рубеже ~2 млрд. лет назад, когда появились первые орогены фанерозойского типа, которые образовались при закрытии первых океанов в геологическом смысле, т.е. крупных депрессий с корой океанического типа. Мы связываем такое изменение тектономагматической активности с подъемом мантийных суперплюмов второго поколения (термохимических), зарождавшихся уже на границе жидкого металлического ядра и силикатной мантии, в слое D", как это имеет место и сейчас. Вещество таких плюмов характеризуется обогащением Fe, Ti, щелочами, P, Ba, Zr, LREE и другими несовместимыми элементами, а их формирование связывается с периодическим накоплением на границе ядро-мантия обогащенных этими элементами специфических флюидов, поступающих из жидкого ядра (Добрецов и др., 2001).

С этого времени Земля вступила в континентально-океаническую стадию своего развития, продолжающуюся и поныне. Для нее характерна систематическая замена первичной сиалической коры на вторичную, базитовую (океаническую), составляющую сейчас около 60% твердой поверхности. Древняя континентальная кора постоянно вовлекается в процессы субдукции

задугового пространства (Bogatikov et al., 2000) и затем «складируется» в «кладбищах слэбов», устанавливаемых методами сейсмической томографии в толще мантии (Karason, van der Hilst, 2000 и др.).

Поскольку термохимические суперплюмы постоянно отводят тепло от жидкого металлического ядра, оно должно постепенно затвердевать, что согласно модели Джеффриса, происходит снизу вверх и приводит к появлению и разрастанию внутреннего (твердого) ядра. При этом высвобождается большое количество растворенных в расплаве флюидов, что и инициирует подъем таких суперплюмов. Их вещество имело меньшую плотность и достигало более умеренных глубин, где растекание их головных частей уже приводило к активному взаимодействию с древней литосферой, включая земную кору – к ее разрывам, образованию и перемещению плит, их взаимодействию, т.е. к появлению плейт-тектоники, существующей и поныне. Таким образом, в интервале 2.3-2.0 млрд. лет назад состав мантийных расплавов и геодинамические процессы испытали необратимое изменение практически одновременно в масштабе всей Земли.

Тектономагматическая эволюция Луны и других земных планет

Согласно результатам изучения образцов, доставленных американскими и советскими космическими миссиями, древнейший магматизм Луны имел место 4.4-4.0 млрд. лет назад на лунных *материках* и был представлен породами магнезиальной серии, аналогичных земным КВМС (Шарков, Богатиков, 2003). Кардинальная смена тектономагматической активности произошла на Луне около 3.9 млрд. лет назад, когда там появились крупные депрессии лунных *морей* с утоненной корой и базальтовым магматизмом плюмового типа. Эта стадия развития Луны завершилась около 3 млрд. лет назад и, вероятно, являлась аналогом континентально-океанической стадии Земли, связанной с подъемом термохимических плюмов.

Наличие на Венере и Марсе тоже двух главных типов морфоструктур - обширных пространств, залитых базальтами, и более древних поднятых участков со сложным рельефом (*тессейр* - на Венере и *земель* на Марсе) может свидетельствовать о том, что их эволюция также происходила в два этапа. Судя по возвышенному положению древних структур, они, как древние материки на Земле, были сложены более легким материалом. Очевидно, на первом этапе на них также формировались первичные литосферы, образовавшиеся в результате направленного затвердевания глобальных магматических «океанов» и активности мантийных плюмов первого поколения. На втором этапе на них происходило формирование огромных низин, покрытых базальтовыми потоками; по аналогии с Землей, эти процессы связываются с подъемом термохимических суперплюмов второго поколения с границ мантии и существовавших тогда жидких ядер. Наименее изучен Меркурий, радиус которого в три раза меньше Земли, но и там устанавливается морфоструктуры, напоминающие лунные *материки* и *моря*.

Причины необратимой эволюции планет

Из приведенных материалов следует, что на средних стадиях развития земных планет в тектономагматические процессы стало вовлекаться новое, геохимически-обогащенное вещество, ранее практически в них не участвовавшее. Установленная последовательность событий могла возникнуть только при комбинации двух независимых факторов: (1) Земля изначально была гетерогенной, т.е. произошла в результате гетерогенной аккреции, и (2) ее разогрев происходил сверху вниз, от поверхности к ядру, сопровождаясь охлаждением внешних оболочек. Наиболее вероятной причиной этого было появление направленной от краев вовнутрь планетных тел волны (зоны) теплогенерирующих деформаций, возникшей после завершения их образования в процессе становления современного режима вращения вокруг своих осей. Согласно экспериментам, такая центростремительная волна деформаций появляется на стадии разгона маховика (Белостоцкий, 2000). В рассматриваемом случае она, очевидно, возникала после завершения аккреции планетных тел в процессе их уплотнения, что согласно закону сохранения количества движения должно было приводить к ускорению их вращения вокруг осей. Такая волна постепенно перемещалась вглубь Земли (и других планетных тел), последовательно разогревая все более глубокие уровни мантии и приводя к появлению мантийных суперплюмов первого поколения. Металлического ядра она достигала в последнюю очередь, благодаря чему его вещество, обеспечивающее существование термохимических суперплюмов на Земле и планетах земной группы, поступало в оборот последним, кардинально меняя предшествующий тренд развития.

The Early Precambrian (Archean, Early Paleoproterozoic) tectono-magmatic activity on the Earth was different from the Phanerozoic one: the mean features were granite-greenstone terranes and their separating granulite belts; mantle melt were derived from a depleted source. A drastic change of the tectono-magamtic processes occurred at ca. 2.3-2.0 Ga: the plume tectonic was changed by the plate tectonics, which is still active. Since that time the primordial sialic continental crust has been replaced by the secondary basaltic oceanic crust. The established succession of events could be provided by a combination of two independent factors: 1) The Earth originally was heterogeneous, and 2) the downward heating of the Earth was followed by the cooling of its outer shells. As a result the primary core material was long time remained untouched and was involved in global tectonomagamtic processes at ca. 2.3 Ga. We concluded about a similar scenario for the evolution of the Moon, as well as Mars, Venus, and Mercury, and therefore we suggest that such an irreversible succession of events occurred at other terrestrial planets.

ЗНАЧЕНИЕ МАНТИЙНОЙ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ УЛЬТРАБАЗИТОВ ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Юркова Р.М., Воронин Б.И.
Институт проблем нефти и газа РАН, (ИПНГ РАН), Москва, Россия

bivmmyrzb@mtu-net.ru

SIGNIFICANCE OF MANTLE ULTRABASISITES SERPENTINIZATION FOR GEOPHYSICAL DATA INTERPRETATION

Yurkova R.M., Voronin B.I.
Institute of Oil and Gas Problems, RAS, Gubkin str. 3, 117071 Moscow, Russia

Ранее детальными комплексными исследованиями обоснованы мантийные условия ранней серпентинизации ультрабазитов [9]. Исследования велись в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка, Корякский хребет, остров Карагинский, хребет Ширшова в Беринговом море. Изучены различные типы серпентинизации ультрабазитов: ранняя псевдоморфная иполистадийные гидротермально-метасоматические, наложенные. Прослежены стадии и условия серпентинизациии и последующего гидротермально-метасоматического преобразования ультрабазитов в различных структурно-тектонических позициях: 1) центральные части крупного (площадью 42 км^2) дунит-гарцбургитового массива офиолитов; 2) протрузии в вулканический комплекс офиолитовой ассоциации; 3) крупные блоки массивных ультрабазитов офиолитовых меланжей; 4) полосы ультрабазитов в полосчатом комплексе; 5) на контакте с родингитами; 6) блоки массивных серпентинитов офиолитового меланжа, локализованного в пределах вулканогенно-осадочного флишоидного комплекса; 7) зоны рассланцевания серпентинитов, разграничивающих блоки офиолитов в массивах и меланжах. Начальные генерации серпентинов ранней безмагнетитовой серпентинизации представлены в апогарцбургитовых серпентинитах, характерных для центральных ненарушенных частей дунит-гарцбургитового массива площадью 42км^2, который рассматривается как наиболее древний мантийный комплекс офиолитов (г-ов Шмидта, Сахалин). Установлено, что в процессе ранней петельчатой безмагнетитовой серпентинизации за счёт оливина образовались антигорит с параметром элементарной ячейки c=35,5Å и природный сплав железо-никель состава тэнита в виде мельчайших (2-5 мкм) включений в антигорите [9]. Формирование структурносвязанной воды в антигорите могло быть обусловлено участием в процессе серпентинизации восстановительных флюидов последовательно по схеме: $2Mg_2SiO_4+Mg_2Si_2O_6+4CO+12H_2 \rightarrow Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8+4CH_4$ в присутствии никелевого катализатора, что подтверждено расчётами баланса вещества с учётом изоморфных замещений в структуре минералов.

Данные по изотопному составу кислорода и водорода структурносвязанной серпентиновой воды подтверждают возможность мантийной серпентинизации при воздействии восстановительных флюидов. При этом ранние генерации серпентинов наследуют (2,7‰ $\delta^{18}O$, -161‰ δD) изотопный состав кислорода исходных оливина и ортопироксена и "заимствуют" изотопные характеристики молекулярного водорода и метана (рис.1).

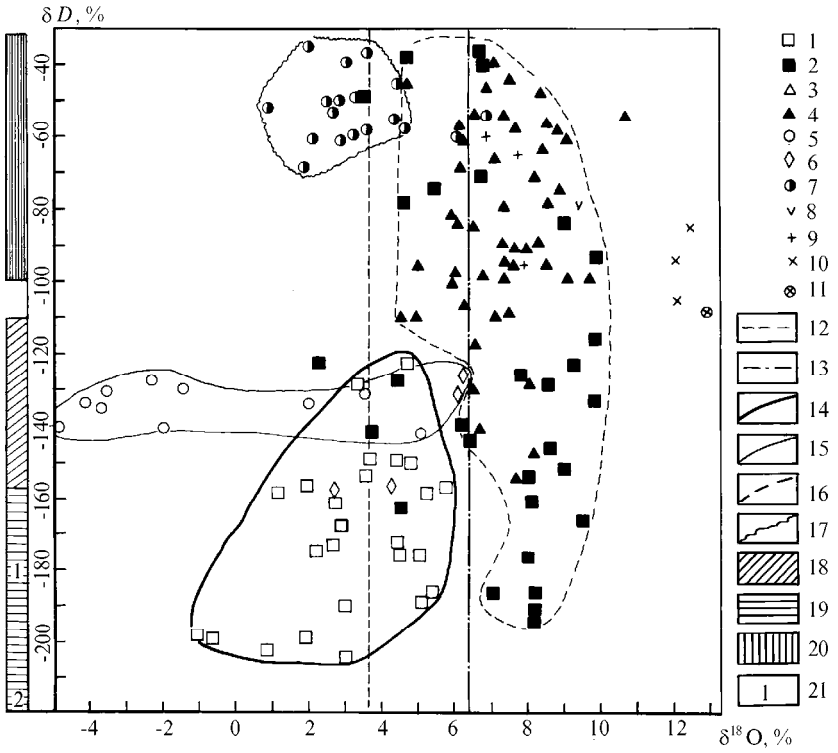


Рис. 1. Соотношение изотопного состава кислорода и водорода в серпентинах и серпентинитах различных типов [7, 8, 10, 12, 15] и данные авторов.

1- 4 - офиолитовые комплексы: *1, 3* - псевдоморфная ранняя серпентинизация в массивах севернее (1) и южнее (3) 50° с.ш., *2, 4* - поздняя серпентинизация в массивах севернее (2) и южнее (4) 50° с.ш.; *5, 6* – мапматические комплексы: *5* - зональные севернее 50°с.ш., 6 - стратиформные южнее 50° с.ш.; *7* - океанические гипербазиты; *8* - родингиты; *9* - кимберлиты; *10* - девейлит; *11* - туф спилитизированного базальта; *12, 13* - линии изотопного состава кислорода: *12* - оливина, минимальные значения, *13* - ортопироксена, максимальные значения; *14-17* - поля фигуративных точек серпентинов и серпентинитов: *14* - ранней генерации, *15* - мапматических комплексов, *16* - поздней генерации, *17* - океанических; *18 -20* - интервалы δD: *18* - для водорода

высокотемпературных (>1000°С) фумарольных газов вулкана Сюртсей Исландии, 19 - вулканического метана при *T*= 600°С, *20* - воды из фумарольных конденсатов вулканов Японии; *21* - верхние пределы значений δD в низкотемпературных (<100°С) фумарольных газах Японии: 1 - метан, 2 – водород.

Увеличение содержания изотопов $\delta^{18}O$ до 9,8‰ и δD до -116‰ в серпентинах поздних генераций и в продуктах изменения основных магматических пород связано с переходом к гидротермальным растворам, как источникам метаморфизующих флюидов. Изотопные характеристики водорода серпентинитов, образованных при воздействии океанической воды (т.н. океанические серпентиниты), существенно (содержание дейтерия возрастает в 3–4 раза) отличаются от таковых водорода ранних глубинных серпентинитов.

Данные, приведенные выше, показывают возможность формирования изотопного состава кислорода и водорода структурносвязанной воды ранних мантийных серпентинов за счет независимых источников этих элементов, а не единого водного, как в случае метеорной или океанической воды. Кроме того, предположению о начальной серпентинизации под действием метеорных вод противоречат расчеты, показывающие локализацию молекул водорода и других газов в структуре серпентиновых минералов, в частности антигорита. Очевидно, для того чтобы "загнать" молекулы водорода в структуру высокотемпературного антигорита, необходимы P-T-условия (*T*>450°С, P>2 кбар), несовместимые с P-T-параметрами поверхностных низкотемпературных метеорных вод [11]. Начало серпентинизации обусловлено нарушением установившегося в ультрабазитах флюидно-минерального равновесия с понижением температуры и в результате пластических перемещений ультрабазитового мантийного вещества возможно в связи со сменой ротационного режима Земли. Со стадией ранней серпентинизации гипербазитов Корякского хребта, протекавшей при воздействии восстановительных флюидов, связывается образование сплавов с платиноидами составов Fe-Ru-Os-Ir, Ni-Ru-Os-Ir, Pt-Cu-Ni-Fe, а также сульфидов и сулфоарсенидов платиноидов и большого комплекса самородных металлов (Ru, Os, Ir и др.) [4]. Формирование этой ассоциации металлов, сплавов и минералов невозможно представить в результате серпентинизации, протекавшей за счет низкотемпературных (T=25°С) метеорных вод.

Наиболее высокие содержания H_2, CH_4 в серпентинах гарцбургитов (230 и, 30 ммоль/кг породы соответственно) характерны для апооливиновых антигоритов ранней генерации. Высокое содержание водорода в серпентинизированных гарцбургитах (800 ммоль/кг породы) связано с оливином. Количество водорода уменьшается при замещении антигорита лизардитом (150 ммоль/кг породы) в коровых условиях.

Серпентинитовые слои литосферной мантий на глубинах 40-50 км характеризуются пониженными скоростями прохождения продольных сейсмических волн: 7,8-7,9 км/с вместо 8,1-8,2 км/с в выше и нижележащих слоях

[2]. Подъём офиолитовых диапиров приурочен к зоне перехода примитивная островная дуга-желоб над сейсмофокальной зоной. Эта зона представляет область дифференцированных, преимущественно субвертикальных перемещений литосферных масс [1]. Область наиболее интенсивных движений такого рода в литосфере (опускание в тыловой части дуги и поднятие во фронтальной) располагается под островным склоном желоба, что приводит к подъёму слоев с мантийной сейсмической меткой (8,2 км/сек) и обеспечивает здесь наиболее высокую сейсмичность [3]. На глубине 40-50 км. наблюдается резкое выполаживание зоны Заварицкого-Беньофа, трассируемой очагами землетрясений.

В этой области проявлены силы растяжения и скольжения и тем самым предопределён срыв верхних частей литосферной мантии с подъемом диапира или диапиров, флюидонасыщенных пластичных серпентинитов. Диапировые внедрения серпентинизированных ультрабазитов во фронтальных частях островных дуг над сейсмофокальной зоной с формированием слоев глубинного (30 км) биметасоматоза подтверждаются исследователями для Японской и Марианской островодужных систем [13, 14].

Серпентиниты в результате адиабатического всплывания разогретого пластичного глубинного вещества к поверхности, сопровождаемое декомпрессией и интенсивным плавлением, были пронизаны полициклическими разноглубинными магматическими комплексами: полосчатый, габброидный, дайковый, спилит-кератофировый. Наиболее выразительными индикаторами подъёма офиолитов послужили биметасоматические контактово-реакционные (при взаимодействии с серпентинитами) слои, которые возникали в различные стадии формирования офиолитов: от высокотемпературных (T=900°C) и глубинных в полосчатом расслоенном комплексе через серию разнотемпературных и разноглубинных родингитов на контакте серпентинитов с породами, габброидного, дайкового и вулканоплутонического спилит-кератофирового комплексов до апотуфовых и апофлишоидных метасоматитов (350-160°C) пограничных вулканогенно-осадочных серий. Экранирование серпентинитами способствовало сохранению в перекристаллизованных породах высоких содержаний европия (0,226 г/т) и относительно низких отношений изотопов стронция (0,70384), характерных для комплексов островных дуг.

Диапировые внедрения офиолитов выходят на поверхность на полуострове Шмидта (Сахалин). Судя по данным аэромагнитной и гравиметрической съёмок массив ультрабазитов п-ова Шмидта имеет почти вертикальное залегание и уходит корнями до верхней мантии [5]. Продолжение диапира или колонны диапиров в акватории Охотского моря фиксируется зонами интенсивных (2000 гамм) положительных магнитных аномалий. С магнитной аномалией совпадает гравитационная аномалия в редукции Буге интенсивностью 88 мгк [5]. Верхние границы магнитовозмущающих тел основного и ультраосновного состава залегают на глубине 10 км, что

сопоставимо с глубинами дна глубоководных желобов, в частности Марианского, связанного с примитивной островной дугой. Нижние границы магнитных аномалий фиксируются при пересчёте на высоту 30 км. Часть кромок уходит в верхнюю мантию. Нефтегазоносный бассейн приурочен к области с отрицательными магнитными аномалиями, которая примыкает к палеодиапиру – источнику мантийных углеводородных флюидов. С глубинами 10 -15 км исследователи связывают существование в литосфере слоёв насыщенных флюидами, геофизически определяемых как волноводы [6].

Подъем и преобразование глубинных углеводородных флюидов для исследованных регионов связаны с формированием офиолитового диапира в зоне перехода примитивная островная дуга-желоб над сейсмофокальной зоной. Серпентиниты экранировали восстановительные флюиды от рассеивания, создавая природную автоклавную ситуацию, что обеспечит последовательное формирование всех групповых компонентов нефти в условиях повышенной температуры ($T>350^{o}$) и каталитическом действии тонкодисперсных серпентинов и железо-никелевых соединений (тэнит, пентландит, магнетиты). Высокая сейсмическая подвижность предостроводужных палеозой способствовала нарушению целостности серпентинитовых слоев и высокой аккумуляции флюидов в очаговых зонах землетрясений, их концентрации в сжатом виде, приводящей к высоким поровым давлениям и как следствие подъёму углеводородных экструзий и интрузий и миграции углеводородов по сдвиговым разломам, рассланцованным и трещиноватым зонам в магматические и осадочные ловушки присдвигового неогенового прогиба в поздние этапы становления офиолитов (для Сахалина в плиоцене).

ЛИТЕРАТУРА

1. Балакина Л.М. Сейсмогенные движения в фокальных зонах на примере Курило-Камчатской дуги// Строение сейсмофокальных зон. М.:Наука, 1987. С.198–209.
2. Буало Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 155 с.
3. Глубинное сейсмическое зондирование. Данные по Тихому океану. М.:Производственно-издательский комбинат ВИНИТИ, 1987, Рис. 56.
4. Дистлер ВВ.. Крячко В.В., Лапутина И.И. Эволюция парагенезисов платиновых минералов в альпинотипных гипербазитах//Геология руд. месторождений. 1986. № 5. С. 16-33.
5. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона. Масштаб 1:2 500 000. М.:ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.
6. Павленкова Н.И. Структура земной коры и верхней мантии и глобальная тектоника//Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ИФЗ РАН, 2002. С. 64—83.
7. Покровский Б.Г. Изотопы кислорода и водорода как индикаторы условий образования глубинных пород//Геохимия изотопов в офиолитах Полярного

Урала. М.:Наука, 1983. С. 86–96.
8. Устинов В.И., Уханов А.В., Гриненко В.А. Изотопный состав кислорода ксенолитов мантии из кимберлитовой трубки "Обнаженная": Северная Якутия//Геохимия. 1981. № 6. С. 937-941.
9. Юркова Р.М. Мантийно-коровая серпентинизация ультрабазитов как источник углеводородных флюидов//Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности М.: ГЕОС, 2002. С. 98-107.
10. Arnason B., Sigurgeirsson T. Deuterium content of water vapour and hydrogen in volcanic gas at Surtsey Jceland//Geochim. et cosmochim. acta.1968. Vol. 32, № 10. P. 807–813.
11. Ishii T. Pyroxene geothermometry of basalts and an andesite from the Palau-Kyushu and West Mariana ridges, Deep Sea Drilling Project, leg 59//Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gow. print. off., 1981. Vol. 59. P. 693-718.
12. Kiyosu Y. Hydrogen isotopic compositions of hydrogen and methane from some volcanic areas in Northeastern Japan//Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 62. №1. P.41-52.
13. Maekawa H., Yamamoto K., TeruakiJ., Ueno T., Osada Y. Serpentinite seamounts and hydrated mantle wedge in the Jzu-Bonin and Mariana forearc regions//Bull/Eanhq. Res. Inst. Univ. Tokyo. 2001. V. 76. P.355-366.
14. Maruyama S. Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro-type orogeny proposed//The Island Arc. I997.V.6.P.9I-120.
15. Wenner D.B. Taylor H.P. (Jr) D/H and O^{18}/O^{16} studies of serpentinization of ultramafic rocks//Geochim. et cosmochim. Acta. 1974. Vol. 38. №8. P. 1255–1286.

Research was conducted in the northwest active continental margin of the Pacific: Sakhalin, Kamchatka, Koriakskiy range, Karaginy Island, Shirshova range in the Bering Sea. The complex of getailed research of the ophiolite ultrabasite showed they underwent serpentinization in the mantle at depths 40-50 rm. Mantle serpentine layers indicated by velocities Vp=7,8 – 7,9 km/sec instead Vp=8,1 – 8,2 km/sec of non serpentine ultrabasites.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КОНДЕНСАТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НА ЛУНЕ И В ЭКСПЕРИМЕНТЕ ПО ИСПАРЕНИЮ И КОНДЕНСАЦИИ ХОНДРИТА MURCHISON

Яковлев О. И.[1,2], Герасимов М. В.[2], Диков Ю. П.[2,3]
[1]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского (ГЕОХИ РАН),
[2]Институт космических исследований (ИКИ РАН),
[3]Институт рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН)

yakovlev@geokhi.ru

COMPARATIVE ANALYSIS OF THE LUNAR CONDENSATES AND THE CONDENSATES, PRODUCED IN MODEL VAPORIZATION/CONDENSATION EXPERIMENT

Yakovlev O.I.[1,2], Gerasimov M.V.[2], Dikov Yu.P.[2,3]
[1]V.I.Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytic Chemistry (GEOKHI RAS)
[2]Space Research Institute (IKI RAS),
[3] Institute of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and (IGEM RAS)

В докладе представлены предварительные результаты сравнительно-морфологического анализа конденсатных образований, обнаруженных в материале реголита Луны “Apollo 15, 17”, и экспериментально полученном конденсате при испарении хондрита Murchison. Моделирование высокотемпературного испарения и конденсации проводилось с использованием импульсного лазера. Характерные температуры начальной стадии расширения облака силикатного пара были ~ 4000-5000 К. Длительность импульса составляла 10^{-3} сек. Опыты проводились в атмосфере гелия при P=1атм. Конденсат наблюдался на поверхности металлической подложки, расположенной на расстоянии 7 см от места испарения и разлета облака пара. Типичная форма конденсата – микроглобулы нанометрического размера (рис. 1).

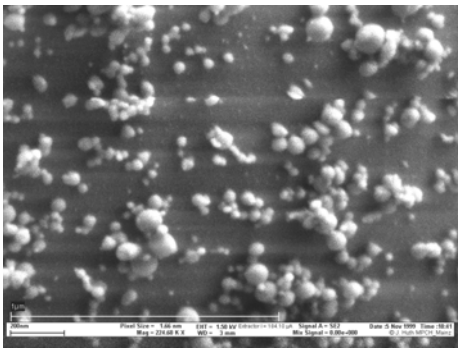


Рис. 1. Микроглобулы конденсата из опыта по испарению хондрита Murchison.

Размеры и распределение по размеру конденсатных глобул показаны на рис. 2.

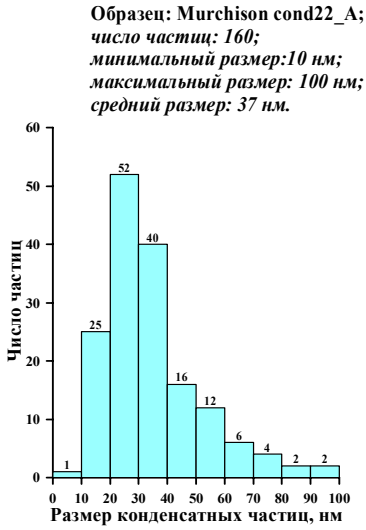


Рис. 2.

Конденсаты, наблюдаемые в лунном реголите из образцов Apollo 15 и Apollo 17, возникли при конденсации ударно-образованного пара и также имеют во многих случаях микро-глобулярную структуру (Рис. 3).

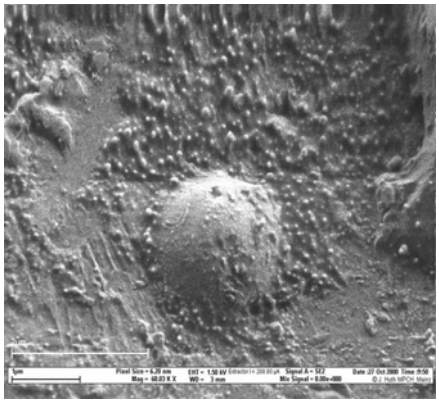


Рис. 3. Микроглобулы конденсата на поверхности реголитовой частицы из образца Apollo 15.

При этом размеры конденсатных глобулярных частиц на Луне соответствуют размерам глобул, наблюдаемых в эксперименте (Рис. 4).

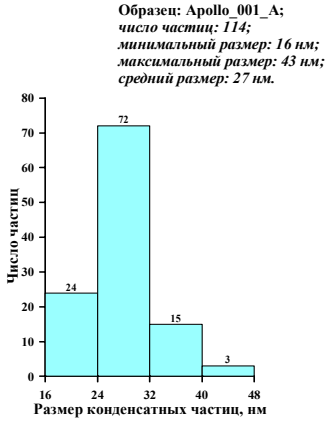


Рис. 4. Распределение глобулярных конденсатных частиц в образце Apollo 17.

Таким образом, идентичность (по форме, размеру и распределению) конденсатов Луны и конденсатов, полученных в модельных ударно-испарительных опытах, доказывает их генетическое родство. Эксперимент показал высокую эффективность имитации процессов испарения, разлета облака пара и конденсации вещества, что открывает хорошие возможности в изучении процессов конденсации пара при ударном кратерообразовании на Луне.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ №№ 07-05-01054 и 08-05-00786.

The report presents a preliminary results of the morphological comparison of the Lunar Apollo 15 and Apollo 17 regolithic condensates and the condensates produced in the model impact vaporization/condensation experiments. The experiments were carried out on laser impulse installation with parameters: temperature 4000-5000K, duration 10^{-3} sec and ambient pressure 1 atm He. The condensates in both cases had globular structure and nanometric sizes in diameter. Experiment showed that it is good method for modelling impact vaporization and condensation processes in the lunar condition.

ELASTIC WAVE VELOCITIES, CHEMISTRY AND MODAL MINERALOGY OF CRUSTAL ROCKS SAMPLED BY THE OUTOKUMPU SCIENTIFIC DRILL HOLE: EVIDENCE FROM LAB MEASUREMENTS AND MODELING

Kern H.[1], Mengel K.[2], Strauss K.W.[2], Ivankina T.I.[3], Nikitin A.N.[3], I.T. Kukkonen[4]

[1] Institut für Geowissenschaften, Universität Kiel, 24098 Kiel, Germany

[2] Institut für Mineralogie, TU Clausthal, 38678 Clausthal-Zellerfeld, Germany

[3] Joint Institute for Nuclear Research (JINR), Frank Laboratory of Neutron Physics, 141980 Dubna, Moscow Region, Russia

[4] Geological Survey of Finland, FI-02151 Espoo, Finland

The Outokumpu Scientific Deep Drill Hole intersects a 2500 m deep Precambrian crustal section comprising a 1300 m thick biotite-gneiss series (mica schists) at top, followed by a 200 m thick meta-ophiolite sequence, underlain again by biotite gneisses (mica schists) (500 m thick) with intercalations of amphibolite and meta-pegmatoids (pegmatitic granite). From 2000 m downward the dominating rock types are meta-pegmatoids (pegmatitic granite). Average intrinsic P- and S-wave velocities and densities of rocks were calculated on the basis of the volume fraction of the constituent minerals and their single crystal properties for 29 core samples covering the depth range 198 m 2491 m. The modal composition of the rocks is obtained from bulk rock (XRF) and mineral chemistry (microprobe), using least squares fitting. The calculated velocity and density profiles exhibit quite similar bulk velocities of Vp (6.06 – 6.22 km/s) and Vs (3.44 – 3.70 km/s) and densities (2.65 – 2.82 g/cm^3) for the felsic rocks of the upper and lower section of the drill hole above and below the mafic/ultramafic meta-ophiolites. The P- and S-wave velocities of the latter are in the range 5.35 – 7.63 km/s and 2.66 – 4.26 km/s, respectively, and their densities vary between 2.66 and 3.22 g/cm^3. Laboratory seismic measurements on 13 selected samples representing the main lithologies revealed strong anisotropy of P- and S-wave velocities and shear wave splitting. Seismic anisotropy is strongly related to foliation and is, in particular, an important property of the biotite gneisses, which dominate the Upper and Lower gneiss series. At in situ conditions, velocity anisotropy is largely caused by oriented microcracks, which are not completely closed at the pressures corresponding to the relatively shallow depth drilled by the borehole, in addition to lattice preferred orientation (LPO) of the phyllosilicates. The contribution of LPO to bulk anisotropy is confirmed by 3D velocity calculations based on neutron diffraction texture measurements. For vertical incidence of the wave train, the in situ velocities derived form the lab measurements are significantly lower than the measured and calculated intrinsic velocities. The experimental results give evidence that the strong reflective nature of the ophiolite-derived rock assemblages is largely affected on one hand by oriented microcracks and preferred crystallographic orientation of major minerals in the gneiss series rocks, and on the other hand, to the strong impedance contrast between serpentinite and diopside-tremolite bearing skarn rocks.

Part of this research was supported by the Russian Foundation for Basic Research (Grant No 07-05-00303)

Хроники

По результатам предыдущих конференций в журнале «Геохимия» изданы «Хроники» на русском и английском языках.:

1. Хроника совещания «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле. Лебедев Е.Б, Кусков О.Л., Геншафт Ю.С., Жариков А.В. //Геохимия,1999, № 7, с. 778-782.
// Geochemistry International. Vol. 37, No 7, July 1999, pp. 693-696.
2. Хроника второй международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Лебедев Е.Б, Кусков О.Л., Геншафт Ю.С., Жариков А.В. //Геохимия,2001, № 1, с. 109-114.
// Geochemistry International. Vol. 40, No 9, 2002, pp. 924-928.
3. Хроника третьей международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Лебедев Е.Б, Геншафт Ю.С., Жариков А.В. // Геохимия,2002, № 9, с. 1019-1024.
// Geochemistry International. Vol. 39, No 1, January 2001, pp. 102-107.
4 Хроника четвертой конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Лебедев Е.Б, Геншафт Ю.С., Жариков А.В. // Геохимия,2004, № 10, с. 1031-1036.
// Geochemistry International. Vol. 42, No 10, October 2004, pp. 994-999.
5 Хроника пятой конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Лебедев Е.Б, Геншафт Ю.С., Никитин А.Н. // Геохимия,2005, № 10, с. 1128-1133.
// Geochemistry International. Vol. 43, No 10, October 2005, pp. 1036-1041.
6 Хроника шестой конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Лебедев Е.Б, Геншафт Ю.С., Жариков А.В. // Геохимия,2006, № 12, с.1353-1360
//Geochemistry International, 2008, Vol. 44, No. 12, pp. 1250–1256.
7 Хроника седьмой конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Лебедев Е.Б, Геншафт Ю.С., Жариков А.В. // Геохимия,2008, № 2, с.221-225.
//Geochemistry International, 2008, Vol. 46, No. 2, pp. 193–197.
8. Хроника восьмой конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Лебедев Е.Б, Геншафт Ю.С., Жариков А.В. // Геохимия,2009, № 3.
//Geochemistry International, 2008.

Содержание докладов конференций публикуется в электронном журнале: «Вестник ОГГГГН РАН» Раздел: Научная жизнь.

Указатель авторов

А Александров А.Б. 13
Алексеев В.А. 18
Алексеева О.С. 23
Алешин А.П. 128
Аникович М.В. 257

Б Бабанский А.Д. 271
Багуля А.В. 13
Базылев Б.А 253
Баранов А.А. 27,313
Безрук И.А. 284
Белый В.Ф. 87
Блюмкина М.Е. 191
Богатиков О.А. 335
Богатырёв Б.А. 135
Борисов А.А. 31
Бородулин Г.П. 262
Бретштейн Ю. С. 34
Буйкин А.И. 37,167
Булеев М.И. 220
Бурмин В.Ю. 41
Бурмистов А.А. 128
Бутвина В.Г 46
Бухтияров П.Г. 242

В Васин Р.Н. 53
Веливетская Т.А. 37
Веселовский А.В. 54
Виноградов Ю. К. 274
Витовтова В.М. 124
Владимиров М.С. 13
Водовозов В.Ю. 257
Воловецкий М.В. 58
Вонсицки Я.В. 148
Воронин Б.И 340
Воронин В.М. 68
Воронин М.В. 61,64,66

Г Гавриленко П. 320
Гапеев А.К. 71,87
Геворкян Р.Г. 76
Гендлер Т.С. 58
Геншафт Ю.С. 83,87
Герасимов М. В. 346
Гирина О.А. 191
Глазнев В.Н. 94, 95
Гончарова Л.А. 13
Горбацевич Ф.Ф. 152
Горбачев Н.С. 99
Горбачев П.Н. 61
Городецкий Е.Е. 180
Грибов С.К. 71
Гриненко В.А. 37
Гунин В.И. 100
Гурович В.Г. 145

Д Дернов-Пегарев В.Ф. 105
Дешабо В.А. 180
Диков Ю.П. 220,346
Дорофеева В.А. 107
Дроздов А.В. 115
Дубровинская Н. 320
Дубровинский Л. 320
Дудин А.Е. 257

Е Евсеев А.Н. 120

Ж Жариков А.В. 123,128
Жаркова Е.В. 132
Жирова А.М. 94

З Заречная Е. 320
Зыкин Н.Н. 135

И Иванкина Т.И. 237,349
Ивлиев А.И. 13
Иволга Е.Г. 140,145
Игнатович В.К. 237

Игнатьев А.В. 37

К Кадик А.А. 132
Калинина Г.В. 13
Кашкаров Л.Л. 13
Керзин А.Л. 221
Керн Х. 124
Кичанов С.Е. 148
Клиш И. 76
Ковалевский М.В. 152
Коваленко Д.В. 157
Ковальская Т.Н. 161
Ковальский А.М. 161
Козленко Д.П. 148
Колесов Г.М. 164,166,186,214,288
Коновалова Н.С. 13
Коротовских В.А. 181
Корочанцев А.В. 167
Корочанцева Е.В. 167
Корчемагин В.А. 279
Косов В.И. 180
Костромин Н.П. 268
Котельников А.Р. 161
Кравчук И.Ф. 200
Кронрод В.А.170,175,182
Курносов А.В. 320
Курьяков В.Н. 179,181
Кусков О.Л. 190,175,182

Л Лаврентьева З.А. 186
Ладыгин В.М. 192,307
Лате К. 148
Лебедев Е.Б. 197,200
Леспинас М. 248
Литвин Ю.А. 46,320
Лобанов К.В. 124,203,208,324
Локаичек Т. 53
Лоренц К.А. 167
Луканин О.А. 58
Люль А.Ю. 164,166,186,214

М Макалкин А.Б. 175
Малышев Ю.Ф. 145
Мальковский В.И. 216,221,226
Манилов Ю.Ф. 231
Медведева Л.С. 18
Михайловская Е.Ю. 226

Н Наврочик В. 148
Нарыгина О. 320
Наседкин В.В. 135
Насимов Р.М. 235,248
Невинный Ю.А. 37
Никитин А.Н. 53,237,349

О Окатьева Н.М. 13
Осадчий Е.Г. 61,64,66,68,320
Осипенко Л.Г. 297

П Патонин А.В. 239,274
Персиков Э. С. 242
Перчук А.Л. 23
Петров В.А. 235,248
Платэ А.Н. 54
Погорелый Д.К. 148
Подурец К.М. 148
Полухина Н.Г. 13
Полуэктов В.В. 235,248
Попов К.В. 253
Попова И.В. 284
Поспелова Г.А. 257

Р Рапопорт А.Б. 279
Редькин А.Ф. 262,268
Романовский Н.П. 145
Русецкий А.С. 13

С Савенко Б.Н. 148
Савинова Е.Н. 288
Салова Т.П. 271
Салтыковский А.Я. 274
Сим Л.А. 279

Симакин А.Г. 271
Спичак В.В. 284
Старков Н.И. 13
Сук Н.И. 161
Сукач Ю.С. 288
Султанов Д.М. 98

Т Трубицын В.П. 289
Тюремнов В.А. 292,297
Тюрин Д.А. 288

У Устинов В.И. 37
Устинова Г.К. 302

Ф Фролова Ю.В. 1901,307
Фудживара 220

Х Хаммер Й. 235,248
Харыбин Е.В. 313

Ц Царев В.А. 13
Цельмович В.А. 87,257,318

Ч Чареев Д. А. 68,320
Чарнецки П. 148
Черток М.Б. 221,226
Чижова И.А 324
Чураков В.Н 329,331

Ш Шарков Е.В. 335
Шмонов В.М. 128

Щ Щербаков В.П. 253
Щукин С.И. 248

Ю Юдин Д.И. 180
Юдин И.К. 180
Юркова Р.М. 340

Я Яковлев О. И. 346

K Kern H. 349
Kukkonen I.T. 349

M Mengel K. 349

S Strauss K.W. 349

T Trieloff M. 167